

СТРАТИГРАФИЯ. ОРГАНИЧЕСКАЯ ГЕОХИМИЯ

УДК 551.762.2:550.838.5:551.464.626(470.3)

МАГНИТО- И УГЛЕРОДНО-ИЗОТОПНАЯ СТРАТИГРАФИЯ
НИЖНЕГО—СРЕДНЕГО БАТА РАЗРЕЗА СОКУРСКИЙ ТРАКТ (Центральная Россия):
ЗНАЧЕНИЕ ДЛЯ ГЛОБАЛЬНОЙ КОРРЕЛЯЦИИ

О.С. Дзюба¹, А.Ю. Гужиков², А.Г. Маникин², Б.Н. Шурыгин^{1,3}, В.А. Грищенко²,
И.Н. Косенко^{1,3}, А.М. Суринский², В.Б. Сельцер², О.С. Урман¹

¹ Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН,
630090, Новосибирск, просп. Академика Коптюга, 3, Россия

² Саратовский государственный университет им. Н.Г. Чернышевского, 410012, Саратов, ул. Астраханская, 83, Россия

³ Новосибирский государственный университет, 630090, Новосибирск, ул. Пирогова, 2, Россия

Батский ярус в разрезе Сокурский тракт на окраине г. Саратов (Центральная Россия) содержит ископаемые как тетического, так и бореального происхождения. Это обстоятельство делает этот разрез ключевым объектом исследований, направленных на решение проблемы детальной корреляции бата различных палеобиогеографических провинций, и предопределяет необходимость проведения комплексных исследований с привлечением наряду с палеонтологическим (по разным группам фауны) физико-химических методов (палеомагнитного, изотопно-геохимического).

Результаты исследования изотопов углерода в рострах белемнитов (Cylandroteuthididae) разреза Сокурский тракт свидетельствуют в пользу корреляции суббореальной зоны *Oraniceras besnosovi* и бореальной подзоны *Arcticoceras harlandi* с зоной Zigzag стандарта, тогда как бореальная подзона *A. ishmae* полностью или большей своей частью сопоставима с зоной *Tenuiplicatus* стандарта. В разрезе установлены аналоги хронов шкалы геомагнитной полярности (GPTS) e-Bath N; m-Bath R и lt-Bath N, соответствующие нижнему—среднему бату и, возможно, низам верхнего бата.

Батский ярус, магнитостратиграфия, хемотратиграфия, бореально-тетическая корреляция, палеотемпературы, Русская плита.

MAGNETO- AND CARBON ISOTOPE STRATIGRAPHY OF THE LOWER–MIDDLE
BATHONIAN OF THE SOKUR TRACT SECTION (Saratov, Central Russia):
IMPLICATIONS FOR GLOBAL CORRELATION

O.S. Dzyuba, A.Yu. Guzhikov, A.G. Manikin, B.N. Shurygin, V.A. Grishchenko,
I.N. Kosenko, A.M. Surinsky, V.B. Sel'tser, and O.S. Urman

The Bathonian Stage in the Sokur Tract section on the periphery of the city of Saratov (Central Russia) contains both Tethyan and Boreal fossils. This makes the section a key object of research aimed at solving the problems of detailed correlation of the Bathonian between different paleobiogeographic provinces and calls for integrated studies involving both paleontological (based on different groups of fauna) and physicochemical (paleomagnetic and isotope-geochemical) methods.

The results of study of carbon isotopes in belemnite (Cylandroteuthididae) rostra from the Sokur Tract section show that the Subboreal *Oraniceras besnosovi* Zone and Boreal *Arcticoceras harlandi* Subzone are correlated with the standard Zigzag Zone, whereas the Boreal *A. ishmae* Subzone is totally or mostly comparable to the standard *Tenuiplicatus* Zone. We have recognized analogs of the chrono- of the geomagnetic-polarity time scale (GPTS): e-Bath N, M-Bath R, and lt-Bath N, corresponding to the Lower–Middle Bathonian and, possibly, lower Upper Bathonian.

Bathonian, magnetostratigraphy, chemostratigraphy, Boreal–Tethyan correlation, paleotemperature, Russian Plate

ВВЕДЕНИЕ

Бореально-тетическая корреляция батских отложений является одной из самых сложных проблем биостратиграфии мезозоя. Первичная стандартная зональная шкала бата построена на основе западно-европейских последовательностей аммонитов, принадлежащих семействам *Parkinsoniidae*, *Perisphinctidae*, *Morphoceratidae*, *Orpeliidae*, *Tulitidae* и пр. В части нижнего и среднего бата эта шкала сравнительно хорошо работает на субсредиземноморских и средиземноморских разрезах [Fernández-López, 2001; Callomon, 2003; Fernández-López et al., 2009]. Зональные шкалы бореальных отложений этого возраста, распространенных на огромной территории, основаны на последовательности таксонов подсемейства *Arctoceratitinae* (семейство *Cardioceratidae*) и долгое время сопоставлялись со стандартной шкалой весьма условно.

Возможность прямой бореально-тетической корреляции нижней части бата представилась, когда в восточно-европейском разрезе Сокурский тракт на окраине Саратова (рис. 1), являющемся объектом исследования в настоящей работе, были найдены аммониты перитетического семейства *Parkinsoniidae* и представители бореальных *Cardioceratidae* [Митта, Сельцер, 2002]. В результате комплексных исследований здесь удалось установить не только бореальные аммонитовые зоны, но и связанные с ними «бореально-батские» зоны по двустворкам, фораминиферам, слои с белемнитами. Эти данные изменили представление о корреляции бореального зонального стандарта с суббореальными и тетическими шкалами в части приграничного байос-батского интервала [Митта и др., 2004; Mitta et al., 2014]. Результаты биостратиграфических работ свидетельствуют о необходимости удревнения комбинации всех последовательностей (по разным группам фауны) бореальных биостратонов, что представляется целесообразным проверить независимыми физико-химическими методами.

Палеомагнитное изучение разреза Сокурский тракт проводилось ранее Э.А. Молостовским [2005] и М.В. Пименовым с соавторами [2006], но в обоих случаях носило рекогносцировочный характер. Первые материалы [Молостовский, 2005] выявили в разрезе одну большую зону обратной полярности (*R*).

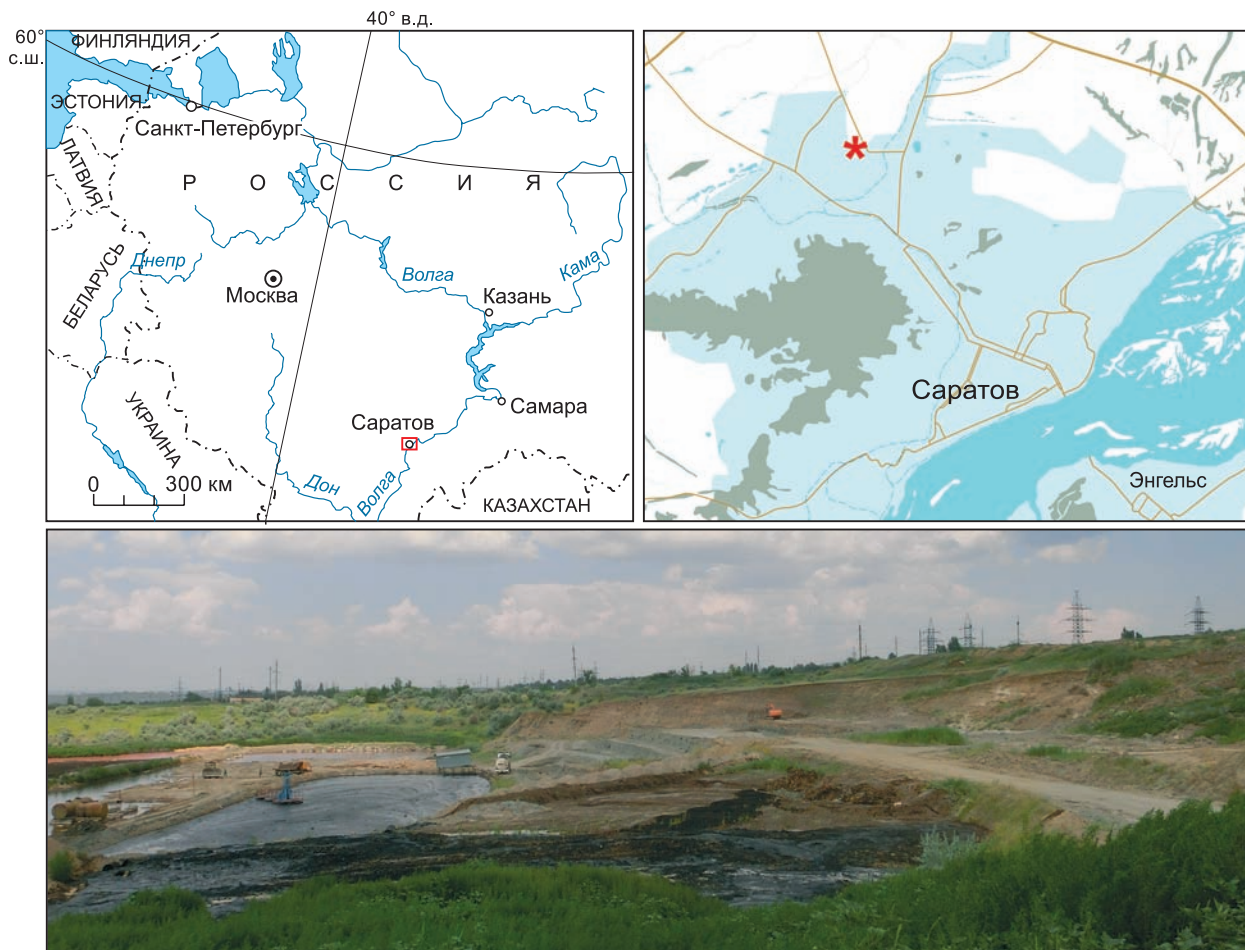


Рис. 1. Местонахождение разреза Сокурский тракт и вид на изученный карьер.

Фотография 2013 г., О.С. Урман.

Результаты последующих работ [Пименов и др., 2006] зафиксировали внутри *R*-зоны три интервала нормальной полярности (*N*), каждый из которых обоснован образцами с 1—2 уровнями, что статистически недостаточно для выделения магнитозон. Позже, когда в новых откосах карьера была вскрыта непрерывная последовательность слоев, выяснилось, что при опробовании был пропущен значительный интервал разреза.

Проведение детальных межрегиональных корреляций, учитывая сложную палеомагнитную зональность байоса—бата [Ogg et al., 2012], требует более тщательного магнитостратиграфического изучения разреза, в частности, увеличения числа палеомагнитных проб, надежно увязанных с находками фауны, образцами, взятыми на другие виды анализов, и послойным описанием. Исследование изотопно-геохимических характеристик в разрезах бата Центральной России, и в разрезе Сокурский тракт, в частности, до настоящего времени не проводилось. Поэтому в 2013 г. авторами было проведено детальное комплексное изучение разреза Сокурский тракт, включавшее детальное геологическое описание, сборы фауны и материала для палеомагнитных и изотопных ($\delta^{18}\text{O}$, $\delta^{13}\text{C}$) исследований. Предварительные результаты были представлены на заседании VI Всероссийского совещания «Юрская система России: проблемы стратиграфии и палеогеографии» [Маникин и др., 2015; Шурыгин и др., 2015].

ХАРАКТЕРИСТИКА РАЗРЕЗА И МАТЕРИАЛА

Разрез Сокурский тракт вскрыт в карьере, до 2015 г. разрабатываемом на северо-западной окраине Саратова (51°36'47.03" N, 45°56'27.30" E) (см. рис. 1). В настоящее время карьер полностью засыпан. Общая мощность наблюдаемых в карьере батских отложений составила 16.5 м. Нижняя преимущественно глинистая часть разреза (мощностью 8.5 м), сформировавшаяся в умеренноглубоководной (среднесублиторальной) зоне моря, содержит разнообразные фоссилии раннебатского возраста (аммониты, белемниты, двустворки, гастроподы, зубы и позвонки рептилий, членики стеблей криноидей, микрофауны). Верхняя, не содержащая фоссилий часть разреза представлена алевроитовой толщей (мощностью 8.0 м), накопившейся в зоне крайнего мелководья [Mitta et al., 2014] (рис. 2).

Судя по палеогеографическим картам на среднеюрское время [Rees et al., 2000], район Саратова располагался в бате приблизительно между 45 и 50° северной палеошироты. Согласно недавним исследованиям [Mitta et al., 2014], развитие трансгрессии на территории Русской плиты привело в конце позднего байоса к смещению «бореальных» и «тетических» водных масс: анализ таксономического состава фауны разреза Сокурский тракт свидетельствует в пользу существования в конце позднего байоса—раннем бате пролива, соединившего северные холодные и южные теплые воды. Конец раннего бата отмечен началом регрессивного цикла.

В основании разреза выделена аммонитовая зона *Oranicerias besnosovi*, перекрываемая без следов какого-либо перерыва отложениями, которые по содержащимся в них *Arcticoceras harlandi* Rawson и *A. ishmae* (von Keyserling) отнесены к соответствующим биостратонам бореального зонального стандарта юры [Митта, Сельцер, 2002; Митта и др., 2004; Mitta et al., 2014]. Присутствие в разрезе представителей перитетических таксонов аммонитов (*Parkinsonia*, *Oranicerias*) позволило В.В. Митте с соавторами предложить схему биостратиграфической корреляции разреза Сокурский тракт с северо-западно-европейским первичным стандартом, что, в свою очередь, дает возможность сопоставления с субсредиземноморским и средиземноморским вторичными стандартами (рис. 3).

Параллельно в этом разрезе по макрофауне определены слои с *Pachyteuthis optima* и *P. bodylevskii*, слои с *P. optima* (белемниты), зоны *Retroceramus bulunensis* и *R. vagt* (двустворки), а также верхние части фораминиферовых зон *Lenticulina volganica*—*Vaginulina dainae* и *Trochammina* aff. *praesquamata* [Mitta et al., 2014]. Установленные биостратоны хорошо увязаны в бореальном стандарте юры с аммонитовыми зонами [Mitta et al., 2015]. В средней части аммонитовой зоны *Oranicerias besnosovi*, в 2.0 м ниже «белемнитового уровня», где впервые в разрезе появляются бореальные белемниты, найден также *R. polaris* Koschelkina [Mitta et al., 2014] — вид-индекс зоны, подстилающей в сибирских разрезах зону *R. bulunensis* [Шурыгин и др., 2011; Никитенко и др., 2013].

В качестве реперных уровней при отборе образцов использованы граница глинистой и алевроитовой пачек (пачки III и IV, по [Mitta et al., 2014]), так называемый «белемнитовый уровень» (3—5-сантиметровый конденсированный прослой с многочисленными рострами белемнитов и сопутствующими остатками других фоссилий), залегающий в 5.4 м ниже границы этих пачек, а также выступающий карнизом плитообразный конcretionный горизонт алевролитов известковых, сильно ожелезненных (толщиной 0.3—0.4 м), расположенный в интервале 3.5—3.9 м выше границы тех же пачек.

В зонах *Oranicerias besnosovi* и *Arcticoceras ishmae*, в пределах 4-метрового интервала с целью изотопно-геохимического исследования собраны ростры белемнитов рода *Pachyteuthis* (Cylindroteuthidae). Там, где это было возможно, отобрано несколько образцов с одного уровня. Всего изучены 24 образца. Вовлеченные в анализ виды (*Pachyteuthis optima* Sachs & Nalnjaeva, *P. bodylevskii* Sachs & Nalnjaeva)

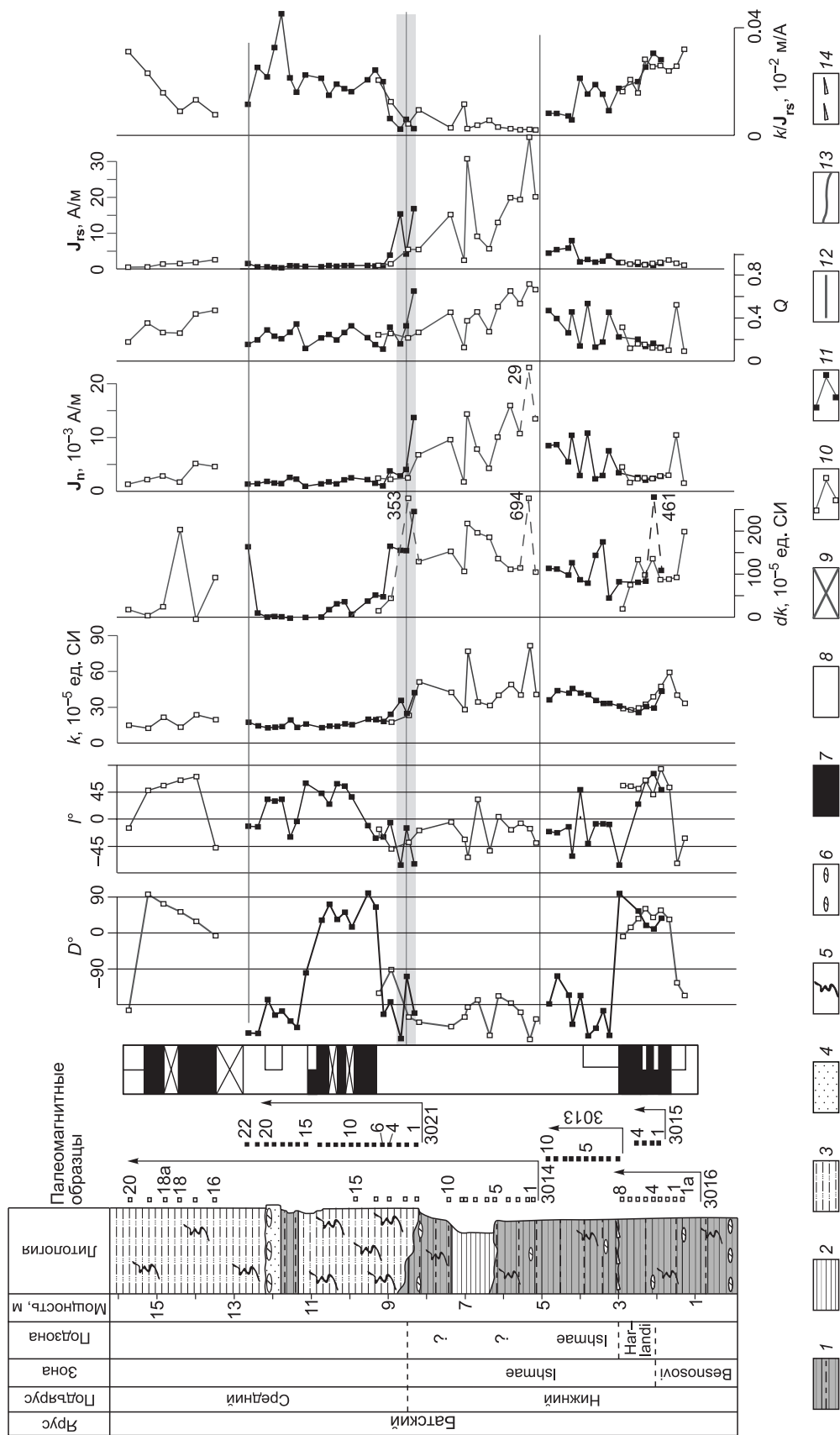


Рис. 2. Литологическая, биостратиграфическая (по аммонитам), палеомагнитная и петроматическая характеристики разреза батского яруса Сокурский тракт.

1 — переслаивание глин и алевритов; 2 — глины; 3 — сильноалевритистые глины; 4 — известковистые алевриты; 5 — биотурбации; 6 — сидеритовые стяжения; геоматричная полярность: прямая (7), обратная (8); отсутствие данных о полярности (9); данные по обозначениям № 3016, 3014 (10) и № 3015, 3013, 3021 (11); 12 — границы петроматических интервалов; 13 — эрозонные границы; 14 — «белемнитовый уровень». D, I — палеомагнитное склонение и наклонение соответственно.

Средиземноморье			Субсредиземноморье		Северо-Западная Европа		Центральная Россия (Саратов)	
Средний бат	Costatus		Bremeri		Hodsoni (lower part)		Аммониты не найдены	
			Morrisi		Morrisi			
	Sofanus		Subcontractus		Subcontractus			
			Progracilis		Progracilis			
Нижний бат	Aurigerus	Postpollubrum	Aurigerus	Tenuiplicatus	Tenuiplicatus		Ishmae	ishmae β
		Yeovilensis		Recinctus	Zigzag	Yeovilensis		ishmae α
	Zigzag	Macrescens	Zigzag	Macrescens		Zigzag		Macrescens
		Dimorphitiformis		Parvum	Convergens		besnosovi	

Рис. 3. Корреляция нижнего—среднего бата Центральной России с северо-западно-европейским первичным стандартом и субсредиземноморским, средиземноморским вторичными стандартами по аммонитам [Fernández-López, 2001; Callomon, 2003; Fernández-López et al., 2009; Ogg et al., 2012; Mitta et al., 2014].

были мигрантами из Арктики [Mitta et al., 2014, 2015], в тетических морях они неизвестны. Эти виды обладали умеренно удлинённым сжатым с боков ростром с короткой привершинной брюшной бороздой, что позволяет рассматривать их как довольно активных пловцов эпипелагиали [Zakharov et al., 2014]. Таким образом, можно допустить некоторое влияние мигрирующего образа жизни этих белемнитов на изотопный состав кислорода в их рострах.

МЕТОДЫ

Изотопно-геохимические анализы

Так как изотопный состав кислорода и углерода раковинного вещества ископаемых моллюсков нередко подвержен изменениям в ходе процессов диагенеза, оценка степени сохранности карбонатного вещества является важнейшим этапом изотопно-геохимических исследований [Brand, Veizer, 1980; Veizer, 1983; Marshall, 1992; Sælen et al., 1996; Захаров и др., 2001, 2006; Rosales et al., 2001; Niebuhr, Joachimski, 2002; Wierzbowski, Joachimski, 2007; Benito, Reolid, 2012].

Степень сохранности материала раковин белемнитов из разреза Сокурский тракт определялась в первую очередь методом катодолюминесценции с использованием сканирующего электронного микроскопа LEO1430VP с катодолюминесцентным детектором Centaurus. Приготовленные из ростров белемнитов шлифы изучались с целью поиска диагенетически преобразованных участков, которые характеризуются люминесценцией, после чего отбор материала для изотопно-геохимических исследований проводился из непреобразованных участков. В процессе подготовки проб ростры белемнитов шлифовали с помощью наждачной бумаги для удаления внешнего слоя, который может быть подвергнут диагенетическим изменениям. Затем ростры раскалывали на кусочки, из них выбирали наиболее удаленные от альвеолы, осевой линии и внешней поверхности ростра. Далее из кусочков ростра изготавливалась карбонатная пудра путем перетирания в агатовой ступке.

Определение содержания Fe, Mn и Sr осуществлялось в растворимой части образца, полученной путем разложения 100 мг образца в 1N HCl. Концентрация Ca, Mg, Fe, Mn и Sr в карбонатной вытяжке определялась методом ICP-MS. ICP-MS анализы выполнены на масс-спектрометре высокого разрешения ELEMENT Finnigan Mat. Погрешность определения концентраций не превышает 10 %.

Измерение изотопного состава углекислого газа проводилось методом проточной масс-спектрометрии в постоянном потоке гелия. Для анализа изотопного состава кислорода и углерода использовался масс-спектрометрический комплекс, состоящий из масс-спектрометра Finnigan MAT-253 и линии пробоподготовки — Gas Bench II. Для измерений использовался CO₂, полученный при разложении карбонатной пудры в ортофосфорной кислоте в течение двух часов при 60 °C. Точность определения изотопного состава углерода и кислорода в карбонатах (0.1 ‰ для δ¹³C и δ¹⁸O) контролировалась анализом международных стандартных образцов (NBS19 δ¹³C = +1.9 ‰, δ¹⁸O = –2.2 ‰).

Палеомагнитные и петромагнитные исследования

Для получения магнитостратиграфической информации были отобраны ориентированные штуфы с 66 уровней, при мощности разреза ~16 м (см. рис. 2). Извлекаемые штуфы сразу же парафинировали во избежание потери монолитности при усыхании глин. В дальнейшем их распиливали на 3—4 образца кубической формы с размером грани 20 мм, которые подвергались стандартному комплексу лабораторных петромагнитных и палеомагнитных исследований.

Петромагнитные данные необходимы для обоснования вида и генезиса минералов — носителей естественной остаточной намагниченности и выяснения особенностей их распределения по разрезу. Эта информация используется для оценки пригодности образцов к палеомагнитным исследованиям и доказательства возраста намагниченности. Петромагнитные характеристики имеют и самостоятельную ценность как инструмент для дополнительного расчленения и корреляции разрезов. В стратиграфическом кодексе России петромагнитные подразделения, наряду с магнитополярными (палеомагнитными), фигурируют как магнитостратиграфические, но, по сути, являются разновидностью литостратиграфических подразделений, поскольку также выделяются по особенностям вещественного состава (а именно ферромагнитной фракции) пород. Вариации петромагнитных свойств отражают многие особенности формирования отложений, основные принципы их геологической интерпретации разработаны ранее и многократно апробированы на объектах различного возраста и генезиса [Молостовский, Храмов, 1997; Evans, Heller, 2003; Kodama, Hinnov, 2015; и др.].

У образцов исследуемой коллекции измерялись следующие параметры (см. рис. 2):

k — магнитная восприимчивость, величина которой определяется концентрациями пара- и ферромагнетиков в породе (значения $k > 20 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ можно считать обусловленными только ферромагнетиками);

k_t — магнитная восприимчивость, измеренная после прогрева пород при температуре 500 °С в течение часа (термокаппа). Прирост $dk = k_t - k$ отражает при этом содержание тонкодисперсного пирита в образце благодаря фазовому переходу немагнитного FeS_2 в сильномагнитный Fe_3O_4 при температуре выше 400 °С;

J_n — естественная остаточная намагниченность, модуль которой зависит от концентрации только ферромагнитных минералов в породе и, кроме того, от степени упорядоченности их магнитных моментов. Поэтому J_n может существенно различаться даже при одинаковых концентрациях ферромагнетиков;

J_{rs} — остаточная намагниченность насыщения, максимально возможная остаточная намагниченность в образце, создаваемая искусственным магнитным полем. На ее значение влияет как концентрация, так и размер зерен ферромагнетиков;

H_{cr} — остаточная коэрцитивная сила, которую нужно приложить, чтобы полностью разрушить J_{rs} образца. Она зависит от магнитной жесткости носителя намагниченности (к магнитомягким минералам относится, например, магнетит, а к магнитожестким — гидроксиды железа и гематит).

Анизотропия магнитной восприимчивости (АМВ) или магнитная текстура — данные о магнитной восприимчивости пород, измеренной по разным направлениям. Результаты измерений АМВ образца представляются в виде трехосного эллипсоида с максимальной (длинной) — $K1$, промежуточной (средней) — $K2$ и минимальной (короткой) — $K3$ осями. При геологической интерпретации материалов АМВ анализируются стереограммы проекций осей магнитных эллипсоидов и диаграммы различных параметров анизотропии.

Помимо характеристик, установленных опытным путем, рассчитывались параметры: фактор Q (параметр Кенигсбергера), равный отношению J_n к индуктивной намагниченности, и отношение k/J_{rs} . Значения фактора $Q > 1$ в осадочных породах, как правило, указывают на химическую природу намагниченности. Отношение k/J_{rs} пропорционально среднему размеру ферромагнитных зерен.

Магнитоминералогическая диагностика. По выборочным пробам сняты полные кривые магнитного насыщения и проведен дифференциальный термомагнитный анализ — ДТМА. Опыты магнитного насыщения позволяют установить наличие магнитомягких или/и магнитожестких ферромагнетиков в породе. В ДТМА диагностическими признаками являются температура Кюри (выше которой исчезают ферромагнитные свойства вещества) или температуры фазовых переходов, уникальные для каждого минерала.

Измерения K в полевых условиях проводились портативными приборами КТ-6 и КТ-10, в лаборатории — на каппа-бридже МФК1-FB, остаточной намагниченности — на спин-магнитометре JR-6. Гистерезисные характеристики (J_{rs} , H_{cr}) получены с помощью регулируемого электромагнита с максимальной интенсивностью поля 700 мТл, dk измерялось после нагрева образцов в печи СНОЛ-6/11-В, ДТМА проводился с помощью термоанализатора магнитных фракций ТАФ-2 («магнитные весы»). Для анализа анизотропии K использовалась программа Anysoft 4.2.

Палеомагнитные исследования проводились по стандартной методике [Молостовский, Храмов, 1997], заключающейся в измерениях J_n образцов на спин-магнитометре JR-6 после серии последователь-

ных магнитных чисток переменным полем (в основном до 50—100 мТл с шагом 5 мТл) на установке LDA-3 AF и температурой (от 100 до 550 °С с шагом 50 °С) в печи конструкции Апарина. Для компонентного анализа полученных данных использовалась программа Remasoft 3.0. Возможные фазовые превращения минералов при нагревах контролировались путем измерения магнитной восприимчивости образцов после каждой термочистки.

РЕЗУЛЬТАТЫ РАБОТ

Данные по элементному анализу и стабильным изотопам

Макроскопическое исследование карбонатного материала для изотопно-геохимического анализа показало, что кусочки ростров, выбранные для подготовки карбонатной пудры, состоят из полупрозрачного кальцита светло-медового цвета, характерного для диагенетически неизмененного кальцита. Карбонатная пудра, полученная перетиранием кусочков ростра в агатовой ступке, окрашена в чистый белый цвет без оттенков. Это свидетельствует в пользу хорошей сохранности исследуемого карбонатного материала.

Все исследуемые методом катодолюминесценции ростры характеризуются отсутствием люминесценции, что говорит об отсутствии значительных постседиментационных изменений карбоната, слагающего ростры.

Все исследованные ростры обладают высокими значениями содержания Sr (1072—1576 г/т, среднее значение = 1308 г/т), низкими значениями содержаний Mn (4—63 г/т, среднее значение = 20 г/т) и Fe (9—199 г/т, среднее значение = 40 г/т) (таблица), что удовлетворяет критериям сохранности карбонатного вещества, предложенным многими авторами [Anderson et al., 1994; Price, Sellewood, 1997; Price et al., 2000; Rosales et al., 2001, 2004; Wierzbowski, 2004]. Максимальное содержание Fe (199 г/т), резко отличающееся от ближайших значений (69 г/т), соответствует низкому содержанию Mn (9 г/т) и относительно высокому содержанию Sr (1308 г/т), что говорит о том, что повышенное содержание Fe в данном образце не связано с диагенетическими изменениями. Бинарные диаграммы показывают отсутствие зависимости между содержаниями Mn и Fe, а также между содержаниями Fe и Sr, Mn и Sr (рис. 4). Отсутствие таких зависимостей подтверждает вывод о высокой степени сохранности карбонатного вещества ростров белемнитов, так как при наличии диагенетических изменений наблюдается положительная корреляция между содержаниями Mn и Fe и отрицательная корреляция между содержаниями Fe и Sr, Mn и Sr [Brand, Veizer, 1980; Veizer, 1983]. О том же свидетельствует отсутствие зависимостей меж-

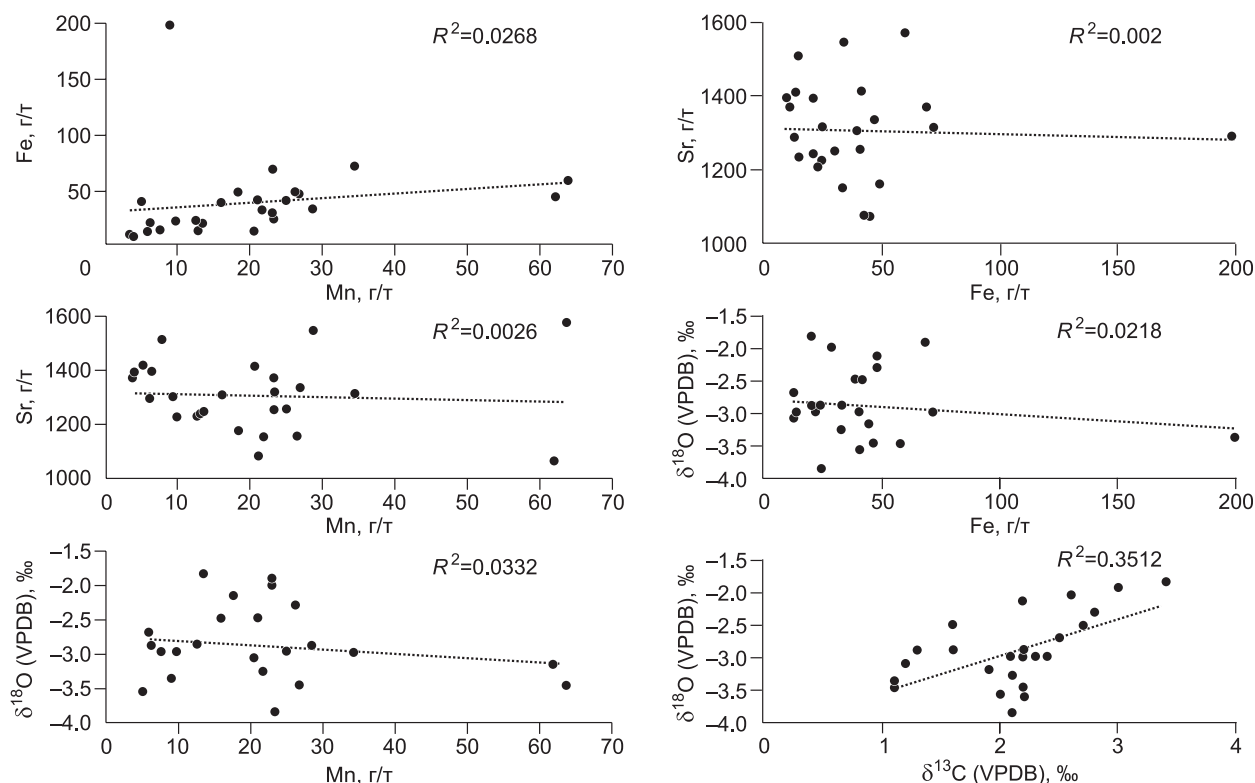


Рис. 4. Бинарные диаграммы Fe—Mn, Sr—Fe, Sr—Mn, $\delta^{18}\text{O}$ —Fe, $\delta^{18}\text{O}$ —Mn и $\delta^{18}\text{O}$ — $\delta^{13}\text{C}$.

**Элементный состав, стабильные изотопные данные и палеотемпературы, полученные
по рострам белемнитов из разреза Сокурский тракт**

№ образца	При- вязка, м	Зона/ подзона по аммонитам	Таксон	Mg	Ca	Mn	Fe	Sr	δ ¹³ C (VPDB)	δ ¹⁸ O (SMOW)	δ ¹⁸ O (VPDB)	T, °C
				г/г					‰			
S-1	0.85	O. besnosovi	<i>Pachyteuthis optima</i>	2103	441769	64	59	1576	1.1	27.3	−3.5	26.9
S-2-1	1.00	»	<i>Pachyteuthis bodylevskii</i>	1410	450091	10	22	1229	2.3	27.8	−3.0	24.7
S-2-2	1.00	»	»	1413	440605	34	72	1320	2.2	27.8	−3.0	24.7
S-2-3	1.00	»	»	1492	440680	29	33	1550	1.6	27.9	−2.9	24.2
S-3	1.50	»	»	1717	438097	21	13	1416	1.2	27.7	−3.1	25.1
S-4	1.85	»	<i>Pachyteuthis optima</i>	1291	438863	8	14	1515	2.4	27.8	−3.0	24.7
S-5a	2.00	A. harlandi	<i>Pachyteuthis bodylevskii</i>	1518	414030	6	21	1398	2.2	27.9	−2.9	24.2
S-5b	2.00	»	»	1366	433104	4	10	1376	—	—	—	—
S-5c	2.00	»	»	1413	456359	4	9	1396	—	—	—	—
S-6	2.10	»	<i>Pachyteuthis</i> sp. juv.	1324	454145	25	41	1260	2.1	27.8	−3.0	24.7
S-7	2.15	»	<i>Pachyteuthis optima</i>	1028	451165	6	13	1295	2.5	28.1	−2.7	23.3
S-8	2.20	»	»	1376	454005	21	42	1082	1.6	28.3	−2.5	22.4
S-9	2.25	»	»	1578	442681	13	24	1231	1.3	27.9	−2.9	24.2
S-10	2.32	»	<i>Pachyteuthis</i> sp. juv.	1472	456039	23	24	1321	2.1	26.9	−3.8	28.8
S-11	2.40	»	»	1222	457772	23	69	1371	3	28.9	−1.9	19.8
S-12	2.50	»	»	1428	444511	23	29	1255	2.6	28.8	−2.0	20.3
S-13a	2.85	»	<i>Pachyteuthis optima</i>	1020	450228	13	21	1246	3.4	29	−1.8	19.4
S-13b	2.85	»	»	1009	448757	13	14	1237	—	—	—	—
S-14-4	3.00	A. ishmae	»	1028	442888	26	48	1161	2.8	28.5	−2.3	21.6
S-14-5	3.00	»	»	1264	447625	16	39	1310	2.7	28.3	−2.5	22.4
S-14-1	3.00	»	»	1592	454073	27	46	1338	2.2	27.3	−3.5	26.9
S-14-2	3.00	»	»	1568	439025	62	45	1072	1.9	27.6	−3.2	25.6
S-14-3	3.00	»	»	—	—	—	—	—	2.2	27.2	−3.6	27.4
S-15	3.70	»	»	1152	453494	5	41	1420	2	27.2	−3.6	27.4
S-16	4.00	—	»	1855	454236	22	33	1156	2.1	27.5	−3.3	26.0
S-17	4.40	—	<i>Pachyteuthis</i> cf. <i>optima</i>	1247	436207	18	48	1176	2.2	28.7	−2.1	20.7
S-18	4.90	—	<i>Pachyteuthis optima</i>	1814	450933	9	199	1308	1.1	27.4	−3.4	26.5

Примечание. Полужирным шрифтом отмечены образцы, взятые из разных непреобразованных частей одного и того же роста.

ду Fe и $\delta^{18}\text{O}$, Mn и $\delta^{18}\text{O}$ (см. рис. 4). Намечающаяся слабая корреляция между изотопным составом углерода и кислорода не может служить основанием, чтобы считать исследованный карбонатный материал существенно измененным. Максимальные колебания значений содержаний элементов в разных образцах из одного слоя составляют 46 г/г для Mn (в 3 м от основания разреза), 50 г/г для Fe и 321 г/г для Sr (в 1 м от основания разреза) (см. таблицу).

На основе данных, полученных по карбонатному материалу ростров белемнитов, не имеющих признаков постседиментационных преобразований, построены кривые вариаций изотопов кислорода и углерода.

Величины $\delta^{18}\text{O}$ в изученных образцах из ростров белемнитов заключены в диапазоне от -3.8 до -1.8 ‰. Максимальные значения установлены в 2.85 м от основания разреза, что соответствует верхней части подзоны *Arcticoceras harlandi* (-1.8 ‰), минимальные значения — в 2.32 м от основания разреза, что соответствует нижней части той же подзоны (-3.8 ‰). Наиболее резкие вариации $\delta^{18}\text{O}$ отмечены в подзонах *A. harlandi* (снижение значений до -3.8 ‰ и следующий за этим быстрый рост до -2.0 и далее до -1.8 ‰) и *A. ishmae* (снижение значений до -3.6 ‰, затем увеличение до -2.1 и вновь снижение до -3.4 ‰). В целом не наблюдается какой-либо ярко выраженной тенденции на увеличение или уменьшение значений $\delta^{18}\text{O}$ вверх по разрезу (рис. 5).

На основе полученных $\delta^{18}\text{O}$ данных по белемнитам произведен расчет палеотемператур по формуле $T(^{\circ}\text{C}) = 16.0 - 4.14 \cdot (\delta_c - \delta_w) + 0.13 \cdot (\delta_c - \delta_w)^2$, предложенной С. Эпштейном [Epstein et al., 1953] и Г. Крэйгом [Craig, Gordon, 1965] и модифицированной Т. Андерсоном и М. Артуром [Anderson, Arthur, 1983], где δ_c — изотопный состав кислорода в кальците, приведенный в соответствии с международным стандартом PDB, δ_w — изотопный состав кислорода морской воды, в которой отлагался кальцит, приведенный в соответствии с международным стандартом SMOW. Считается, что значение $\delta_w = -1$ ‰,

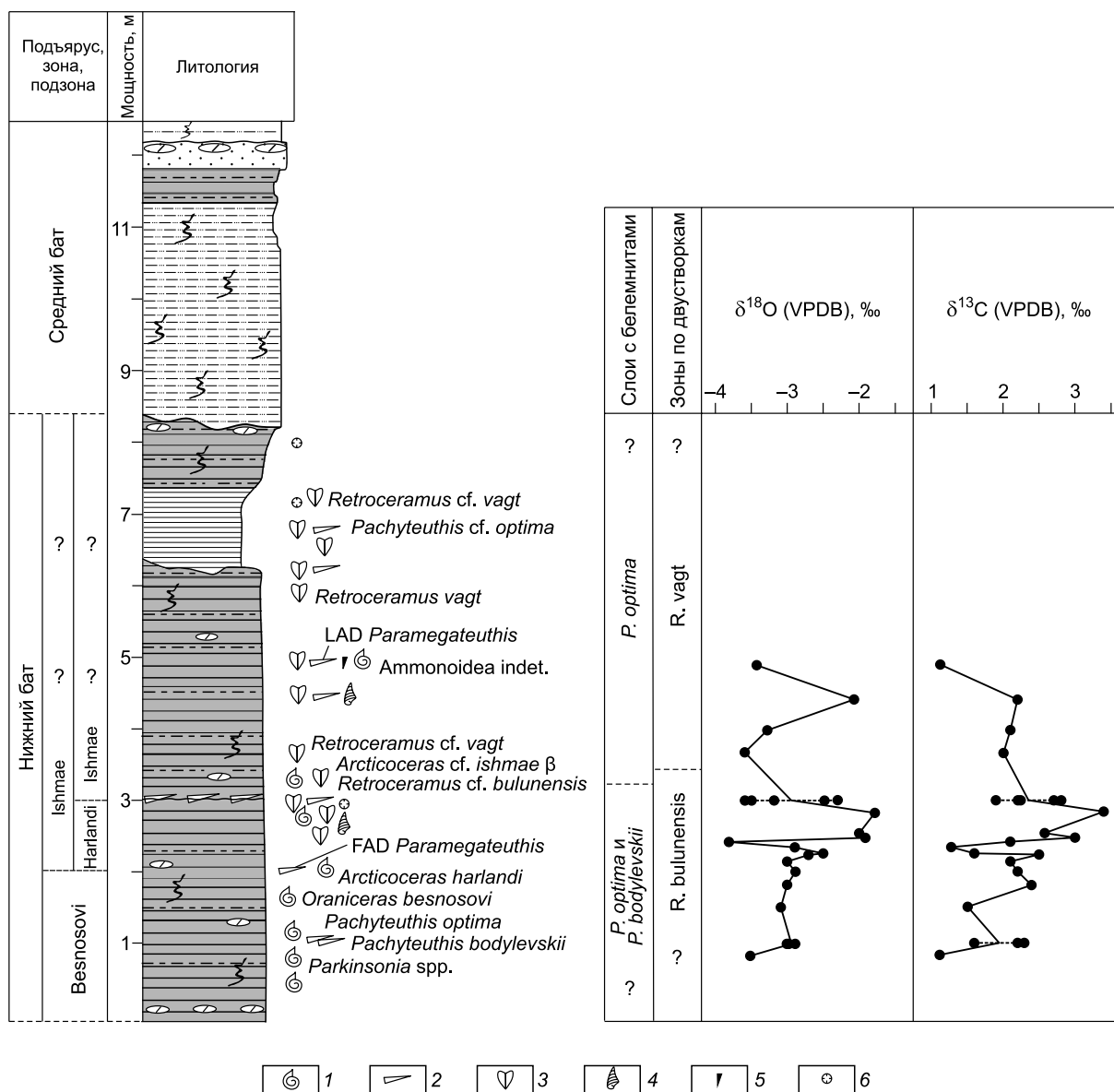


Рис. 5. Литологическая, биостратиграфическая и изотопно-геохимическая ($\delta^{18}\text{O}$, $\delta^{13}\text{C}$) характеристики нижнего бата в разрезе Сокурский тракт.

1 — аммониты, 2 — белемниты, 3 — двустворчатые моллюски, 4 — гастроподы, 5 — зубы морских рептилий, 6 — криноиды. Остальные усл. обозн. см. на рис. 2.

SMOW для вод безледниковых эпох наиболее приемлемо [Shackleton, Kennett, 1975; Захаров и др., 2006].

Полученные по *Pachyteuthis optima* и *P. bodylevskii* раннебатские температуры колеблются в диапазоне от 19.4 до 28.8 °C (среднее значение = 24.2 °C) (см. таблицу), что несколько высоковато для средних широт, для которых по данным, обобщенным в работе [Zakharov et al., 2009], палеотемпературы по белемнитам определялись в диапазоне от 13.2 до 18.1 °C, а по двустворкам — от 15.3 до 23 °C. В центральной части раннебатского мелководно-морского эпиконтинентального Польского бассейна температуры, подсчитанные по белемнитам и устрицам, еще ниже — от 6 до 11 °C [Wierzbowski, Joachimski, 2007]. Однако, по данным других исследователей, для раннего бата приводятся палеотемпературы, близкие полученным в настоящей работе для саратовского участка Среднерусского морского бассейна. Так, по данным В.П. Паттерсона [Patterson, 1999], средние температуры раннебатского моря на севере Шотландии, рассчитанные по отолитам мигрировавших рыб, составляют 23 °C. Высокие палеотемпературы (18—27 °C), рассчитанные по арагонитовым двустворкам и аммонитам из верхнего байоса—низов верхнего бата, приведены для северо-западной части Польского бассейна [Malchus, Steuber, 2002]. Вероятно, высокие значения полученных нами палеотемператур объясняются умеренными (среднесублиторальными) глубинами, предполагаемыми для саратовского района акватории в раннем бате [Mitta et al., 2014], большим влиянием на этот участок тетических, а не бореальных водных масс, а также nektonным, без тесной связи с конкретными придонными биотопами, образом жизни *Pachyteuthis optima* и *P. bodylevskii*.

Величины $\delta^{13}\text{C}$ варьируют от 1.1 до 3.4 ‰. Максимальные значения установлены в 2.85 м от основания разреза, что соответствует верхней части подзоны *Arcticoceras harlandi* (3.4 ‰), минимальные значения — в самой нижней и самой верхней опробованных точках разреза (1.1 ‰). На кривой вариаций изотопов углерода в целом наблюдается увеличение значений $\delta^{13}\text{C}$ от зоны *Oraniceras besnosovi* к подзоне *Arcticoceras harlandi* с последующим снижением значений в подзоне *A. ishmae*. Наиболее резкие вариации $\delta^{13}\text{C}$ наблюдаются в подзоне *A. harlandi*: снижение значений до 1.3 ‰ и следующий за этим быстрый рост до 3.4 ‰.

Магнитостратиграфия

По результатам магнитного насыщения в изученных образцах фиксируется в основном магнитомягкая фаза (рис. 6, а): J_{rs} приобретает в полях до 100 мТл, но в некоторых случаях (обр. 3013/5, 3016/2) незначительный прирост намагниченности продолжается вплоть до 700 мТл. Разрушается J_{rs} в полях 40—60 мТл. Подобная картина характерна для тонкодисперсного магнетита, хотя сходными параметрами насыщения могут обладать магнитные сульфиды железа, например, пирротин и грейгит. Пологое возрастание J_{rs} может быть связано с магнитожесткими гидроксидами железа, образовавшимися за счет частичного окисления Fe_3O_4 или сульфидов железа. Поскольку H_{cr} существенно не меняется по разрезу, можно предположить, что состав ферромагнетиков в целом одинаков в исследуемых отложениях.

Данные ДТМА (рис. 6, б) фиксируют наличие магнетита по положительному пику на второй производной в районе 580 °C (обр. 3021/17). Второстепенные пики, исчезающие при втором нагреве, вероятно, связаны с незначительными концентрациями маггемита и гидроксидов железа, являющимися продуктами окисления магнетита и сульфидов железа. В большинстве образцов фиксируется пирит по возрастанию намагниченности (отрицательному пику на второй производной) при температуре около 500 °C, а «магнетитовый» пик при этом отражает уже как первичный, так и новообразованный Fe_3O_4 . В пробе 3014/5 содержание пирита оказалось невелико, и он полностью превратился в магнетит уже при первом нагреве.

Материалы термокаппметрии (см. рис. 2) полностью согласуются с результатами ДТМА (см. рис. 6, б): в тех образцах, где пирит не обнаружен (обр. 3021/17), прирост магнитной восприимчивости отсутствует, а в пробах с FeS_2 (обр. 3014/5, 3016/2), напротив, имеется. Поэтому вариации dk (см. рис. 2) можно считать надежным показателем изменений концентраций тонкодисперсного пирита по разрезу.

Анализ магнитной текстуры по диаграммам $F-L$ ($F = K2/K3$, $L = K1/K2$) свидетельствует о плоской форме практически всех ферромагнитных частиц в исследуемом разрезе (рис. 7, а, в). На стереограммах, за немногими исключениями, короткие оси сконцентрированы в центре стереопроекции, а длинные и средние равномерно расположены вдоль ее экватора (см. рис. 7, б, г, д, е), что в сочетании с плоской формой частиц указывает на формирование осадков из аллотигенного материала в спокойной гидродинамической обстановке [Tarling, Hrouda, 1993].

Обобщая материалы магнитоминералогического анализа, следует признать тонкодисперсный магнетит наиболее вероятным главным носителем намагниченности в разрезе. Магнетитовые зерна, скорее всего, агрегированы на глинистых частицах и поэтому отражают в магнитной текстуре (см. рис. 4, а, в) плоскую форму глинистых чешуек.

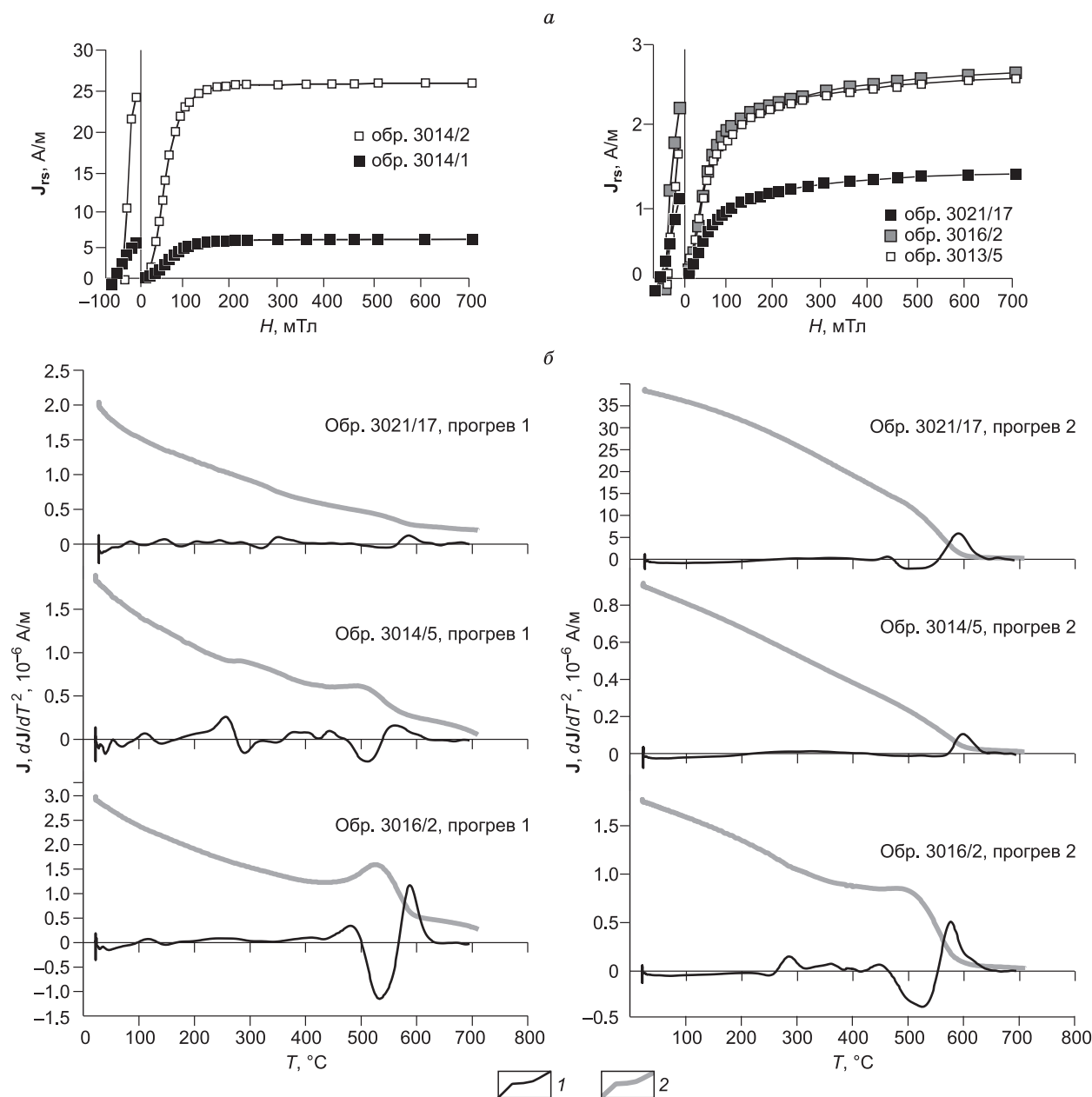


Рис. 6. Результаты магнитоминералогического анализа.

a — кривые магнитного насыщения; b — кривые ДТМА. 1 — кривые термомагнитного анализа, 2 — вторые производные по ним.

Тесная связь ферромагнитной фракции с глинистой составляющей отложений подтверждается и распределением петромагнитных характеристик по разрезу: глинистому нижнебатскому подъярису соответствуют в среднем более высокие показатели всех петромагнитных параметров, связанных с концентрацией ферромагнетиков (k , J_n , J_{rs}), чем глинисто-алевритистому среднему бату (см. рис. 2).

Качество палеомагнитных данных по разрезу невысокое, но приемлемое для определения знака геомагнитной полярности. В 45 образцах выделены стабильные компоненты J_n , максимальный угол отклонения которых (МАД) не превышает 15° (рис. 8, a , b). Их проекции закономерно группируются на нижней полусфере, преимущественно в СВ секторе и на верхней полусфере в южных румбах (рис. 9). Эти направления интерпретировались нами как обусловленные нормальным (прямым) и обратным знаками полярности соответственно, несмотря на отрицательный тест обращения [McFadden, McElhinny, 1990]. Знак прямой полярности, определенный по образцам, в которых стабильная J_n сильно отличалась от среднего направления для N -выборки, обозначался в половину толщины палеомагнитной колонки

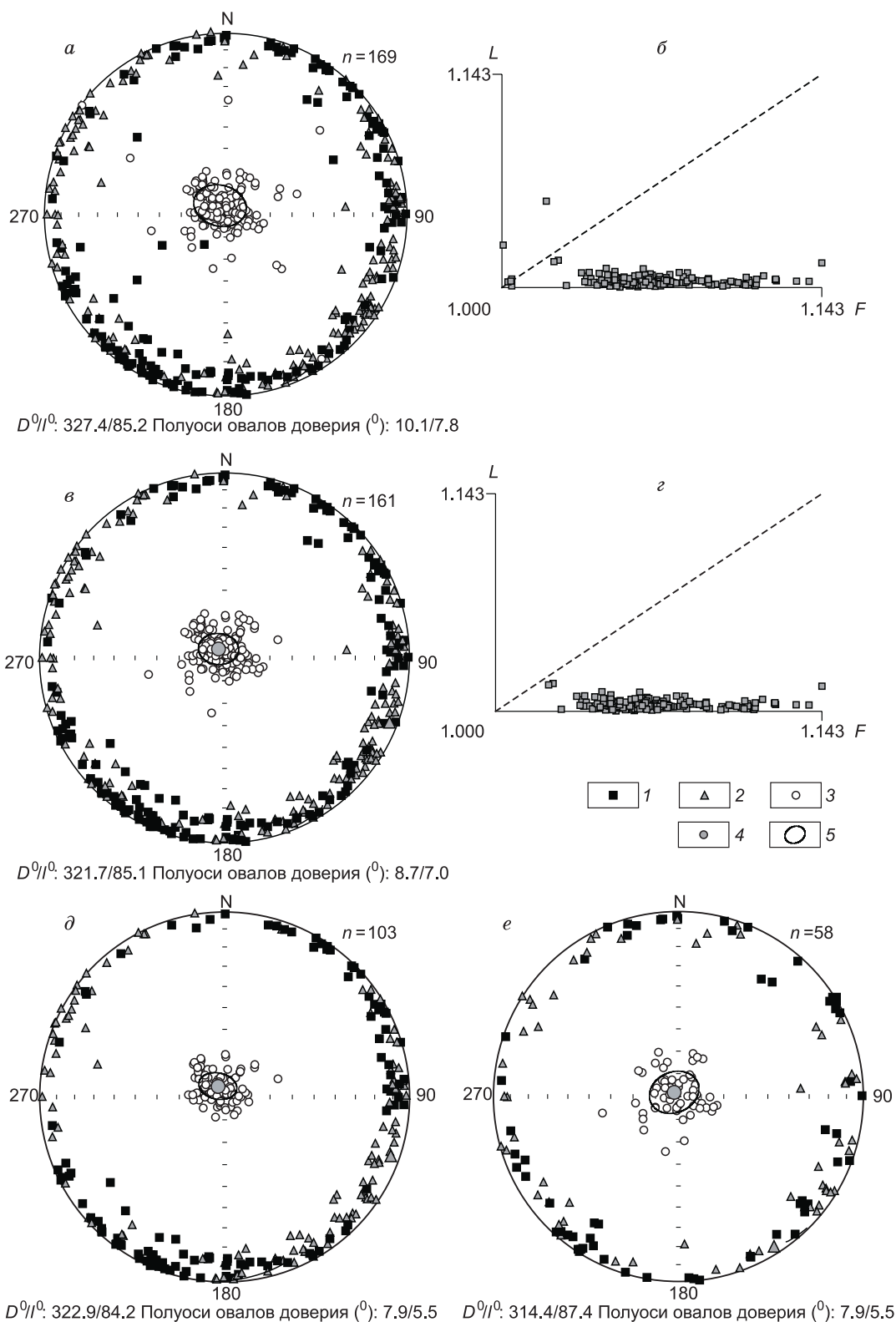


Рис. 7. Результаты измерений АМВ.

а, в, г, е — стереопроекции осей эллипсоидов магнитной восприимчивости; *б, г* — диаграммы $L-F$. Данные по всем образцам в разрезе (*а, б*), с отбраковкой аномальных образцов (*в, г*), по нижнему (*д*) и верхнему (*е*) бату, с учетом отбраковки аномальных образцов. 1, 2, 3 — длинные ($K1$), средние ($K2$) и короткие ($K3$) оси магнитных эллипсоидов соответственно; 4 — среднее направление $K3$; 5 — овал доверия для распределения $K3$.

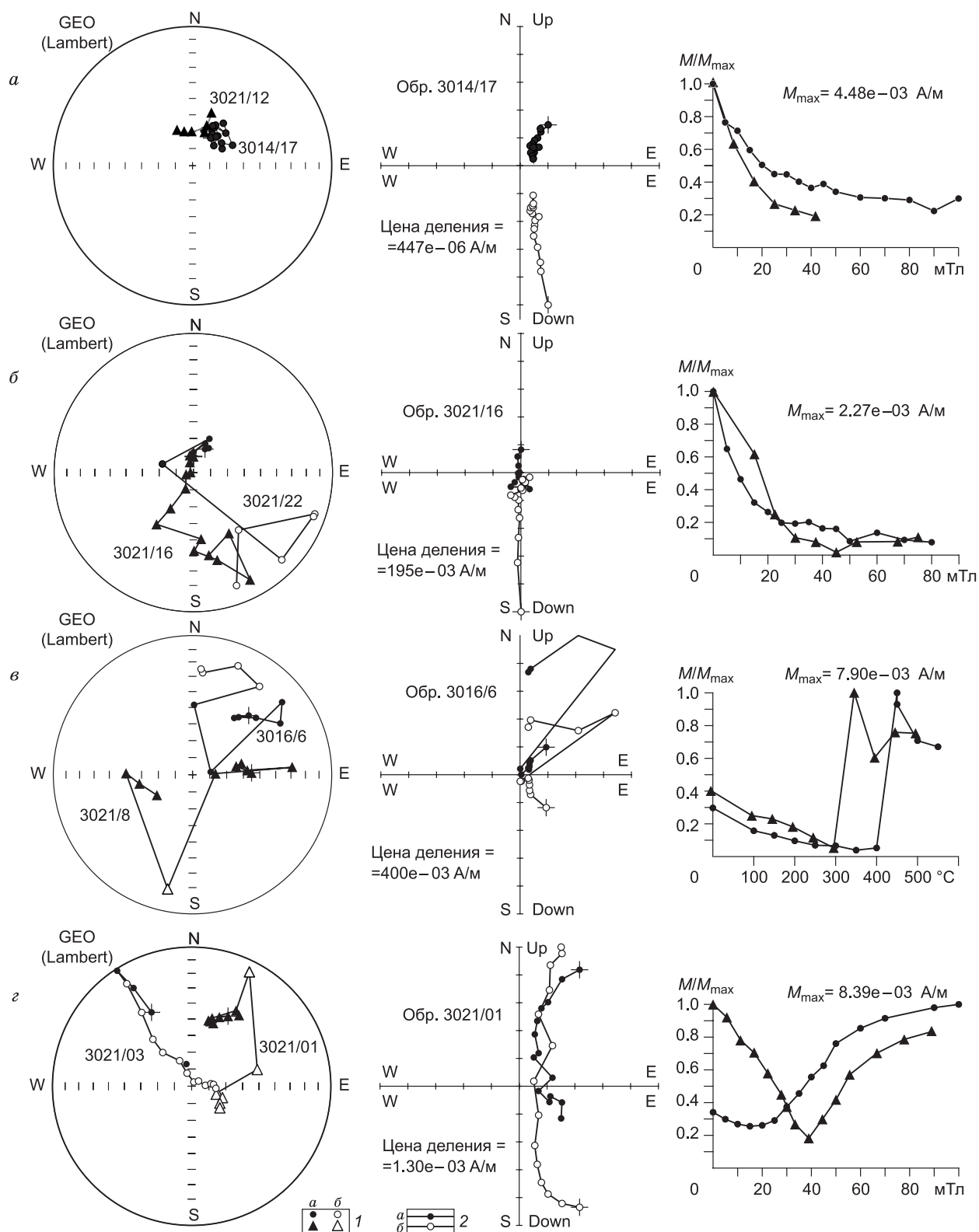


Рис. 8. Результаты компонентного анализа.

Данные магнитных чисток переменным полем (а, б, г) и температурой (в) слева направо: стереопроекции изменения направления J_n в процессе чисток; диаграммы Зийдверельда (географическая система координат); графики размагничивания образцов. 1 — полусферы: а — нижняя, б — верхняя; 2 — плоскости: а — горизонтальная, б — вертикальная.

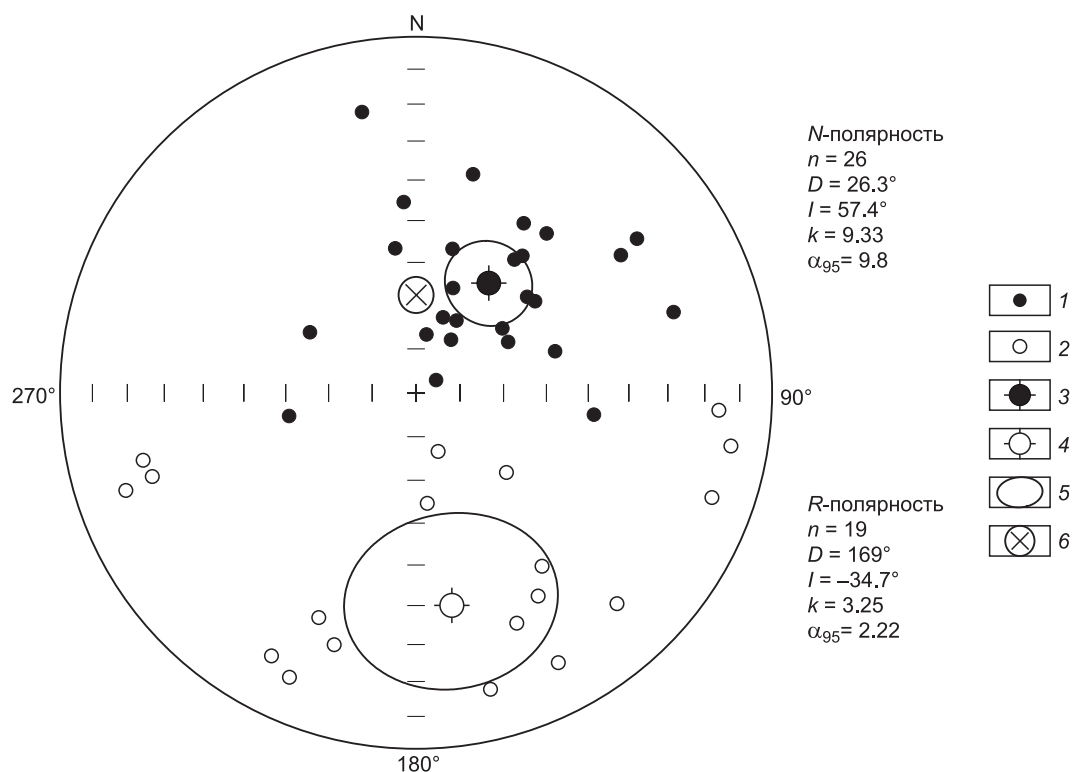


Рис. 9. Стереопроекции стабильных компонент J_n .

Проекция J_n на нижнюю (1) и верхнюю (2) полусферы; проекция средних направлений J_n , соответствующих N - (3) и R -полярности (4); 5 — круг доверия; 6 — проекция направления перемангничивания пород современным полем. n — количество образцов в выборке; D , I — направление среднего палеомагнитного вектора, k — палеомагнитная кучность, a_{95} — радиус круга доверия.

(см. рис. 2). По образцам еще с 14 уровней не удалось выделить статистически достоверные компоненты намагниченности, и вывод о соответствии им обратной полярности был сделан на основе тенденций к смещению проекций J_n в ходе магнитных чисток на верхнюю полусферу. Такие определения R -полярности также показаны на палеомагнитной колонке в половину ее толщины (см. рис. 2). По разным причинам (палеомагнитная нестабильность, разрушение образцов в процессе чисток и др.) данные по образцам с семи уровней, спорадически рассеянных по разрезу, были исключены из рассмотрения.

В результате термочисток выделены только низкотемпературные компоненты J_n (до 350—400 °C), потому что дальнейшие нагревы приводили к резкому скачку намагниченности, за счет фазовых превращений $FeS_2 \rightarrow Fe_3O_4$ в остаточном магнитном поле внутри печи Апарина (см. рис. 8, в). Поэтому магнитополярная интерпретация неизменно проводилась с учетом данных чисток переменным магнитным полем. Во многих образцах палеомагнитные направления закономерно смещались по дугам больших кругов на верхнюю полусферу, а величина J_n убывала в слабых полях, но затем плавно и неуклонно возрастала (см. рис. 8, г). Подобные изменения намагниченности типичны для образцов с двумя противоположно направленными составляющими J_n (как правило, вязкой, связанной с перемангничиванием современным полем, и древней, соответствующей обратной полярности), в которых вязкая компонента не может быть до конца разрушена.

Малые кучности результирующих палеомагнитных векторов (см. рис. 9) объясняются невозможностью полного разрушения вторичной составляющей J_n , связанной с гидроксидами железа и поэтому устойчивой к воздействию электромагнитных полей. «Загрязненность» намагниченности стабилизированной вязкой компонентой приводит к большому разбросу R -векторов и меньше сказывается на палеомагнитной статистике по нормально намагниченным образцам ввиду того, что направления современного и древнего геомагнитных полей прямой полярности близки. Доказательством тому служат результаты сопоставления данных магнитных чисток и магнитного насыщения (рис. 10): в магнитомягких образцах, таких как 3014/2 (см. рис. 6, а), компоненты J_n , соответствующие R -полярности, проявляются в результате обоих видов чисток, а в магнитожестких, например 3021-17 (см. рис. 6, а), — только в процессе воздействия температурой.

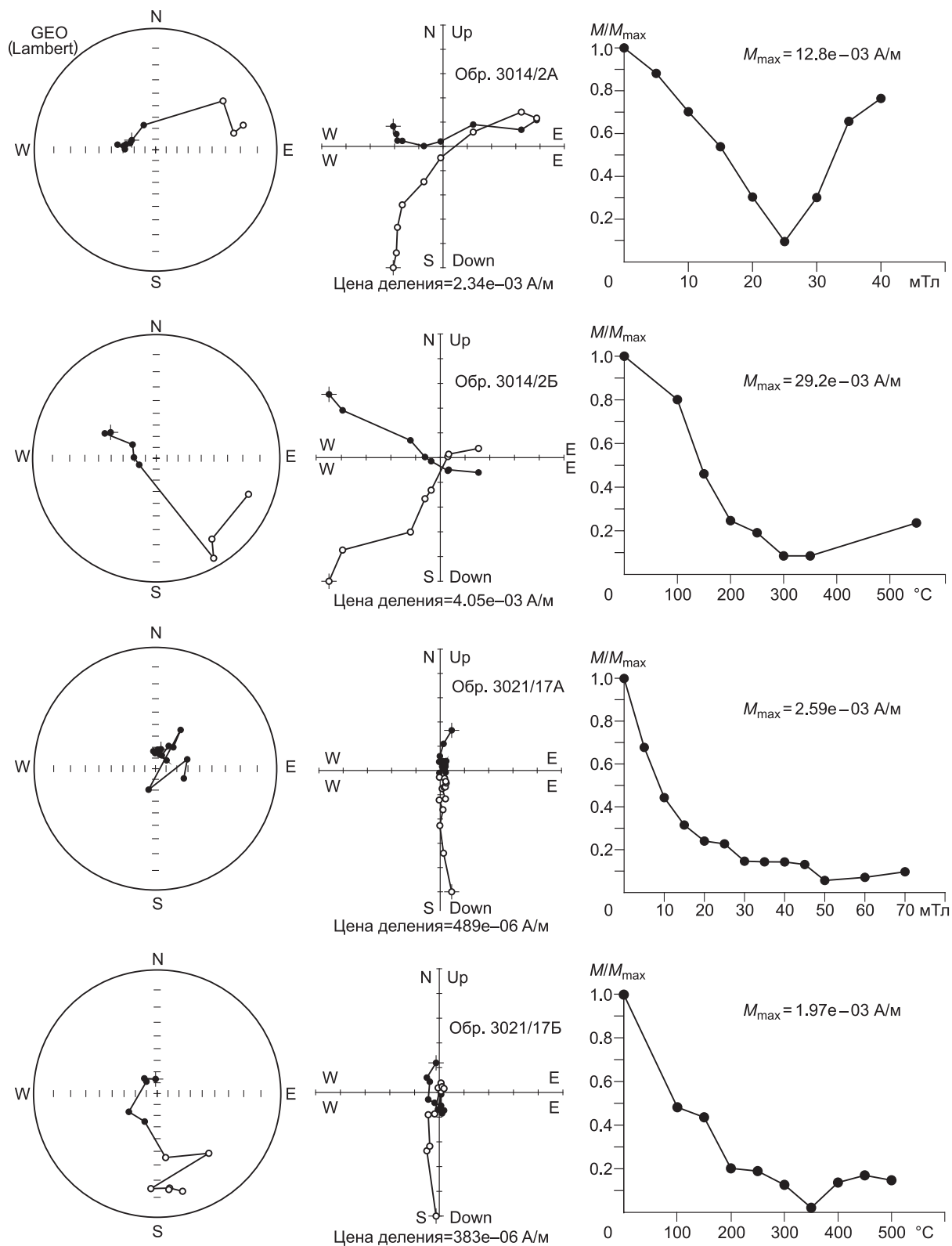


Рис. 10. Данные магнитных чисток переменным полем и температурой для магнитомягких (обр. 3014/2А и 3014/2Б) и магнитожестких (обр. 3021/17А и 3021/17Б) образцов (см. рис. 6, а).

Остальные пояснения к результатам компонентного анализа см. на рис. 8.

Итогом палеомагнитных исследований стала палеомагнитная колонка разреза (см. рис. 2). В ней на фоне доминирующей обратной полярности выделены три маломощные (1.5—2 м) *N*-магнитозоны, каждая из которых обоснована образцами с 5—8-го уровней (см. рис. 2).

Мы считаем, что отсутствие положительных результатов теста обращения в данном случае не является основанием для отказа от использования магнитополярных определений в стратиграфических целях, потому что имеются убедительные доказательства неполного разрушения в образцах стабилизированной вторичной компоненты J_n . Использование других полевых тестов (складки, галек и др.) в данном разрезе невозможно из-за отсутствия соответствующих предпосылок (вариаций в элементах залегания пластов, конгломератов и др.), но имеется ряд признаков, которые чаще всего используются при обосновании древнего возраста намагниченности в магнитостратиграфических исследованиях [Гужиков, 2013; и др.].

1. Направления, предположительно соответствующие прямой или обратной полярности, закономерно группируются в разрезе в магнитозоны, а не спорадически рассеяны по разным уровням (см. рис. 2).

2. Полная индифферентность знака полярности к литологическим и петромагнитным характеристикам (см. рис. 2). Инверсия геомагнитного поля — явление планетарного масштаба, и поэтому в конкретном разрезе, при условии первичности намагниченности и отсутствии крупных перерывов в осадконакоплении, вероятность взаимосвязи между магнитополярными и литолого-магнитными признаками, обусловленными местными и региональными факторами, крайне мала.

3. Наличие закономерностей, характерных для ориентационной (посториентационной) природы J_n и, напротив, не типичных для химической намагниченности.

— Облик магнитной текстуры разреза (см. рис. 7) наилучшим образом аппроксимируется моделью, в которой главным носителем намагниченности является тонкодисперсный магнетит (наличие которых доказано данными магнитного насыщения и ДТМА), агрегированный на плоских глинистых частицах.

— Анализ данных АМВ после отбраковки восьми аномальных образцов (см. рис. 7, в, г) обнаруживает, что разброс проекций коротких осей эллипсоидов магнитной восприимчивости в чистых разностях глин (см. рис. 7, д) меньше, чем в сильноалевритистых глинах (см. рис. 7, е). Сравнение по *F*-критерию обнаруживает статистически значимое (на уровне значимости 0.05) отличие коротких осей овалов доверия для КЗ. Это обстоятельство свидетельствует об аллотигенном генезисе глинистых частиц, с которыми связаны магнетитовые зерна. Алевритистые среднебатские отложения формировались при понижении уровня моря, что, вероятно, сопровождалось усилением гидродинамики, препятствовавшей ориентировке глинистых частиц в осадке. Используя правило «двух сигм», аномальными была признана магнитная текстура восьми образцов (5 % образцов от общего объема коллекции), у которых проекции КЗ отклоняются на максимальные углы от среднего направления коротких осей.

— Невысокие значения фактора *Q* (меньше единицы) (см. рис. 2).

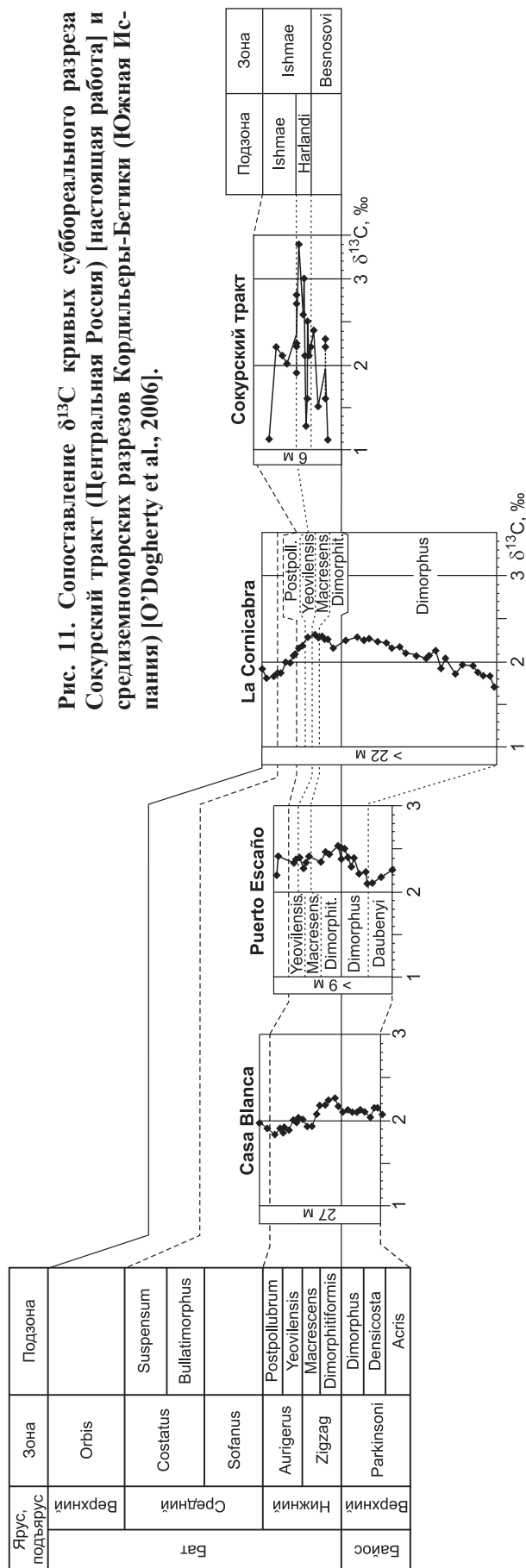
4. Согласованность палеомагнитной структуры разреза с известными представлениями о магнитополярном режиме батского века [Ogg et al., 2012].

Каждый из перечисленных признаков в отдельности лишь согласуется с гипотезой о древней природе намагниченности, но их совокупность позволяет утверждать, что зафиксированная нами последовательность магнитозон отражает режим батского геомагнитного поля.

Полученные данные удовлетворяют шести критериям из восьми, принятых в дополнениях к стратиграфическому кодексу России [2006] для надежности магнитостратиграфических материалов [Дополнения..., 2000] и шести (из семи возможных) критериям Ван дер Ву для оценки качества палеомагнитных данных [Van der Voo, 1993]. Этого достаточно, чтобы и с формальной точки зрения магнитополярную характеристику разреза Сокурский тракт считать достоверной.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Зону *Oranicerias besnosovi*, залегающую в основании бата в разрезе Сокурский тракт, В.В. Митта с коллегами [Митта, Сельцер, 2002; Митта и др., 2004; Mitta et al., 2014] сопоставили с подзонами *Convergens* и *Macrescens* зоны *Zigzag* стандарта, поскольку интервал распространения рода *Oranicerias* в перитетических областях ограничен двумя нижними подзонами зоны *Zigzag*. На основе совместного распространения последних *Oranicerias* и первых *Arcticoceras* сделан вывод о раннебатском возрасте подзоны *Arcticoceras harlandi* зоны *A. ishmae*, предположительно соответствующей верхней части зоны *Zigzag* северо-западно-европейского первичного стандарта (см. рис. 3). Подзона *A. ishmae*, перекрывающая подзону *A. harlandi*, условно сопоставлена с самыми верхами зоны *Zigzag* и зоной *Tenuiplicatus* стандарта. Верхняя 8-метровая алевритовая толща, не содержащая фауну, прежде условно (по положению в разрезе) отнесена к среднему бату. Как можно заметить, имеющийся арсенал палеонтологических



критериев далеко не однозначно свидетельствует в пользу сделанных выводов по корреляции. Между тем они влекут за собой изменение традиционных представлений о корреляции байос-батского переходного интервала в бореальном зональном стандарте с северо-западно-европейским, субсредиземноморским и средиземноморским стандартами. Практически это выражается в 1) утверждении зоны *Arctoceras greenlandicus* (рассматривается как возрастной аналог среднерусской зоны *Oraniceras besnosovi*) в качестве базальной аммонитовой зоны бата в бореальных разрезах, в связи с чем бореальная зона *Arctoceras arcticus*, указывавшаяся ранее в основании бата, помещена в верхний байос; 2) перемещении в верхи нижнего бата зон/подзон *Arcticoceras harlandi* и *A. ishmae*, прежде характеризовавших средний бат в бореальной шкале; 3) перемещении в средний бат зоны *A. stanocera*, выделявшейся в низах верхнего бата бореальных разрезов [Mitta et al., 2014, 2015]. В связи со всем вышесказанным имеется необходимость верификации биостратиграфических построений независимыми палеомагнитным и изотопно-геохимическим методами.

Углеродно-изотопная хемотратиграфия

Общая тенденция изменений $\delta^{13}\text{C}$ в нижнем бате разреза Сокурский тракт хорошо сопоставима с таковой в средиземноморских разрезах нижнего бата Южной Испании [O'Dogherty et al., 2006], где $\delta^{13}\text{C}$ значительно нарастает в пределах трех подзон (*Dimorphitiformis*, *Macrescens* и *Yeovilensis*), отвечающих полной зоне Zigzag в северо-западно-европейском первичном стандарте (см. рис. 3), а затем заметно снижается в подзоне *Postpollubrum* зоны *Aurigerus* (= зона *Tenuiplicatus* стандарта) (рис. 11). Наилучшая корреляция наблюдается с наиболее полно биостратиграфически охарактеризованным разрезом La Cornicabra (центральная часть гор Кордильера-Бетика).

На изотопной кривой, полученной по белемнитам Сокура, наблюдается большой разброс значений $\delta^{13}\text{C}$, чем на средиземноморских кривых, построенных на основе изотопного анализа матрикса карбонатных пород [O'Dogherty et al., 2006] (см. рис. 11). Большая сглаженность кривых, полученных по карбонатному матриксу, отмечалась для разных интервалов юры и мела [Nunn et al., 2009, 2010; Dzyuba et al., 2013; и др.] и обычно объясняется смешиванием в пробе различных по природе биогенных компонентов и тем, что такая проба может охватывать десятки или сотни лет, что, безусловно, усредняет результат. Для изотопно-геохимического анализа, как правило, используются ростры белемнитов, принадлежавшие особям не старше двух лет [Wierzbowski, Joachimski, 2009; Zakharov et al., 2011; Wierzbowski, 2013; и др.].

Полученная нами кривая вариаций изотопов углерода подтверждает предложенную ранее

[Mitta et al., 2014] корреляцию зоны *Oranicerias besnosovi* и подзоны *Arcticoceras harlandi* Сокура с зоной Zigzag стандарта, а также не противоречит сопоставлению подзоны *A. ishmae* преимущественно с зоной *Tenuiplicatus* стандарта. В работе В.В. Митты с коллегами [Mitta et al., 2014] самые низы подзоны *A. ishmae* отнесены к верхам зоны Zigzag, что, по-видимому, нельзя исключить с учетом эрозионного характера подошвы этой подзоны, маркируемой «белемнитовым уровнем».

Рост $\delta^{13}\text{C}$ в начале бата, после конечно-раннебайосского максимума и позднебайосского падения отмечен в разрезах Италии [Bartolini et al., 1996; Morettini et al., 2002]. Похожая тенденция установлена также [Podlaha et al., 1998] по данным из разрезов Северной Германии и Англии. Между тем, по данным [Jenkyns et al., 2002], обобщенным из нескольких местонахождений — Англии, Шотландии, Португалии и Канады, увеличение изотопно тяжелого углерода (позитивный сдвиг на $\delta^{13}\text{C}$ кривой) наблюдается уже в конце байоса. В разрезах юга Испании [O'Dogherty et al., 2006] и Польши [Wierzbowski, Joachimski, 2007] начало роста $\delta^{13}\text{C}$ отчетливо фиксируется в верхах зоны *Parkinsoni* верхнего байоса.

Полученные данные можно использовать как дополнительное непалеонтологическое свидетельство при сопоставлении перитетических, суббореальных и бореальных зон нижнего бата.

Петромагнитные и магнитоминералогические данные

В петромагнитном отношении разрез хорошо дифференцирован (см. рис. 2). В целом более сильномагнитные ($k = 20\text{—}40 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ, $J_n = 3\text{—}15 \cdot 10^{-3}$ А/м) по сравнению с глинисто-алевритистыми среднебатскими отложениями глины нижнего бата характеризуются тенденцией к увеличению значений dk , J_n , Q , J_{rs} и четко выраженным трендом к уменьшению параметра k/J_{rs} вверх по разрезу. На основе этой информации с учетом полученных магнитоминералогических данных можно предположить, что отложения формировались на фоне трансгрессии, максимум развития которой приходится на зону *Ishmae* и отмечен наименьшим средним размером ферромагнитных зерен, способствовавшим их лучшему упорядочиванию, и аноксидными условиями, наиболее благоприятными для образования пирита.

Величины k и J_n в среднем бате снижаются до $12\text{—}20 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ и $1\text{—}3 \cdot 10^{-3}$ А/м соответственно из-за смены источника или/и активизации терригенного сноса вследствие приближения берега (увеличение скорости осадконакопления за счет поступления алевритистых частиц могло приводить к разубоживанию наиболее сильномагнитного глинистого материала). Вариации на кривой k/J_{rs} и в этой части разреза можно рассматривать как показатель изменений уровня моря: интервалы с более крупными частицами соответствуют регрессивной стадии, а с мелкими — трансгрессивной. Повышения значений dk , фиксирующие наличие пирита, с точки зрения такой интерпретации, вновь приходится на трансгрессивную стадию.

Следует заметить, что повышенные концентрации тонкодисперсных сульфидов железа и магнетита в породах могли образоваться за счет вертикальной миграции углеводородов, поскольку исследуемый разрез расположен над Елшанским подземным газохранилищем. Однако закономерный ритмичный и согласованный характер петромагнитных вариаций практически исключает вторичный генезис пирита и магнетита. Миграцией углеводородов могут быть обусловлены единичные аномально высокие значения dk и k (например, на уровне обр. 3014/2), случайно взятые из зон повышенной трещиноватости.

Образцы с аномально большими отклонениями коротких осей магнитных эллипсоидов от средних значений $K3$ характеризуют пять уровней: обр. 3014/11, 3014/6, 3014/2, 3014/1 и 3013/5, два из которых (обр. 3014/6 и 3014/11) совпадают с зонами стратиграфических несогласий (см. рис. 2). Нарушение первичной магнитной текстуры осадков, подвергавшихся длительной экспозиции и подводному или надводному размыву, неизбежно. Можно предположить, что оставшиеся уровни (обр. 3014/1, 3014/2 и 3013/5) также соответствуют перерывам в осадконакоплении, не выявленным при описании разреза (тем более, что к уровню обр. 3013/5 приурочено характерное для зон перерывов скачкообразное снижение параметра k/J_{rs}), или формировались в условиях подводных течений.

С помощью анизотропии магнитной восприимчивости удалось также максимально точно определить элементы залегания слоев, что практически невозможно сделать с помощью горного компаса из-за отсутствия отчетливо выраженных поверхностей напластования. Теоретически, среднее направление коротких осей магнитных эллипсоидов у плоских частиц должно совпадать с центром стереограммы, поэтому реальное отклонение среднего положения $K3$ от вертикали можно трактовать как неучтенный наклон слоев. По данным, основанным на измерениях АМВ 161 образца (см. рис. 7, з), средний азимут падения пластов равен 142° , а угол падения $\sim 5^\circ$.

Палеомагнитные данные

В палеомагнитной колонке разреза на фоне обратной полярности выделяются три магнитозоны нормального знака: одна в нижнем бате (верхи зоны *Oranicerias besnosovi* и подзона *Arcticoceras harlandi*) и две — в среднебатских отложениях (см. рис. 2, 8). Это согласуется с данными М.В. Пименова и др. [2006], если учесть, что при опробовании разреза М.В. Пименовым с соавторами был осуществлен пере-



Рис. 12. Сопоставление палеомагнитных данных разных лет по разрезу батского яруса Сокурский тракт между собой и с Международной шкалой геомагнитной полярности.

ход по горизонтали с одного старого откоса карьера на другой, в результате которого мог оказаться пропущенным интервал значительной мощности. Опробование 2013 г. исключает подобную ошибку, потому что велось в свежевскрытой части карьера, в условиях непрерывной обнаженности.

Наиболее вероятные варианты сопоставления полученных нами данных с Общей шкалой геомагнитной полярности (GPTS) [Ogg et al., 2012] показаны на рис. 12: нижняя *N*-зона в разрезе Сокурский тракт соответствует раннебатскому магнитному хрону нормальной полярности *e-Bath N*; вышележащая крупная *R*-зона, безусловно, является аналогом *m-Bath R*; знакопеременная полярность в верхах разреза, вероятно, отвечает низам *lt-Bath N*, но нельзя исключить и вариант корреляции, при котором она сопоставляется с участком шкалы от подошвы *lt-Bath N* до низов хрона *Bat-Cal R* включительно.

Таким образом, правомерность сопоставления зоны *Arcticoceras ishmae* с нижним батом [Mitta et al., 2014] (см. рис. 3) однозначно подтверждается палеомагнитными материалами только для подзоны *A. harlandi*. Вышележащая подзона *A. ishmae* в разрезе Сокурский тракт, судя по уточненным данным, характеризуется обратной полярностью, и, с точки зрения магнитополярной корреляции, теоретически может соответствовать как верхам нижнего бата, так и среднему бату. С результатами магнитостратиграфического сопоставления согласуется и вывод об одновозрастности нижних границ зоны *A. ishmae* (подзоны *A. harlandi*) в Центральной России и зоны *Aurigerus* в Средиземноморье (см. рис. 3); оба этих стратиграфических интервала близки к основанию магнитного хрона *e-Bath N* (см. рис. 12). К сожалению, в зоне *Aurigerus* Южной Испании [Steiner et al., 1987] не выделена подзона *Yeovilensis*, кровля которой соответствует верхней границе зоны *Zigzag* первичного стандарта, а сведения о геомагнитной полярности по другим опорным разрезам с аммонитовым обеспечением пока отсутствуют. Вполне вероятно, что хрон *e-Bath N*, характеризующий низы зоны *Aurigerus* в испанских разрезах, отвечает верхам стандартной зоны *Zigzag*, и в этом случае подзона *A. harlandi* в Поволжье, охваченная нормальной полярностью, является их безусловным аналогом. Однако окончательный вывод должен базироваться на результатах палеомагнитного изучения подзоны *Yeovilensis* в разрезах Западной Европы.

Оба варианта магнитостратиграфического сопоставления верхов разреза Сокурский тракт с GPTS (см. рис. 12) подтверждают сделанный ранее вывод о том, что верхняя глинисто-алевритистая пачка имеет среднебатский возраст [Mitta et al., 2014], допуская при этом наличие в разрезе и низов верхнего бата.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Результаты исследования изотопов углерода в рострах белемнитов (*Pachyteuthis optima* и *P. bodylevskii*, семейство *Cylindroteuthididae*) разреза Сокурский тракт свидетельствуют в пользу корреляции суббореальной зоны *Oraniceras besnosovi* и бореальной подзоны *Arcticoceras harlandi* с зоной *Zigzag* стандарта, тогда как бореальная подзона *A. ishmae* полностью или большей своей частью сопоставима с зоной *Tenuiplicatus* стандарта. Имеющиеся палеомагнитные данные не указывают на это прямо, но хорошо согласуются с таким вариантом корреляции.

Дополнительно к стратиграфическим выводам определены температуры вод в морском раннебатском бассейне, существовавшем на территории Саратова. Палеотемпературы, рассчитанные на основе полученных $\delta^{18}\text{O}$ данных по белемнитам, колеблются в диапазоне от 19.4 до 28.8 °C. Среднее значение палеотемператур по разрезу составило 24.2 °C. Высокие значения палеотемператур интерпретируются нами как следствие нескольких факторов — умеренных (среднесублиторальных) глубин саратовского участка раннебатского морского бассейна; большего влияния на этот участок тетических, а не бореальных водных масс; нектонного, без тесной связи с конкретными придонными биотопами образа жизни *Pachyteuthis optima* и *P. bodylevskii*. Кроме того, по петромагнитным данным выявлена седиментационная ритмичность, обусловленная колебаниями уровня моря и сменой геохимического режима в придонных слоях палеобассейна, а также по данным об анизотропии магнитной восприимчивости определены истинные элементы залегания слоев в разрезе. Изотопно-геохимический и многоэлементный ICP-MS анализы выполнены в Аналитическом центре Института геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН.

Авторы признательны рецензентам В.Ю. Брагину и В.В. Митте за критические замечания, О.П. Изох за изотопно-геохимический анализ образцов и ряд ценных советов, способствовавших улучшению статьи, а также сотрудникам Аналитического центра Г.А. Докукиной, И.В. Николаевой и О.А. Спичак.

Работа выполнена при поддержке Минобрнауки России в рамках госзадания в сфере научной деятельности (задание № 1757) и базовой части (код проекта 1582), а также по программам Президиума РАН 30 и 43.

ЛИТЕРАТУРА

Гужиков А.Ю. О решении «неразрешимых» стратиграфических задач. (Комментарии к статье В.Ю. Брагина, О.С. Дзюба, А.Ю. Казанского и Б.Н. Шурыгина «Новые данные по магнитостратиграфии

пограничного юрско-мелового интервала п-ова Нордвик (север Восточной Сибири)» // Геология и геофизика, 2013, т. 54 (3), с. 456—462.

Дополнения к стратиграфическому кодексу России. СПб., ВСЕГЕИ, 2000, 112 с.

Захаров Ю.Д., Борискина Н.Г., Попов А.М. Реконструкция условий морской среды позднего палеозоя и мезозоя по изотопным данным на примере севера Евразии. Владивосток, Дальнаука, 2001, 112 с.

Захаров Ю.Д., Смышляева О.П., Попов А.М., Шигэа Я. Изотопный состав позднемезозойских органогенных карбонатов Дальнего Востока (стабильные изотопы кислорода и углерода, основные палеоклиматические события и их глобальная корреляция). Владивосток, Дальнаука, 2006, 204 с.

Маникин А.Г., Грищенко В.А., Гужиков А.Ю., Суринский А.М. Палеомагнитная характеристика разреза батского яруса «Сокурский тракт» (г. Саратов) // Юрская система России: проблемы стратиграфии и палеогеографии. Шестое Всероссийское совещание, 15—20 сентября 2015 г. Научные материалы / Ред. В.А. Захаров. Махачкала, АЛЕФ, 2015, с. 180—183.

Митта В.В., Сельцер В.Б. Первые находки *Arctosephalitinae* (Ammonoidea) в юре юго-востока Русской платформы и корреляция батского яруса со стандартной шкалой // Труды НИИГеологии СГУ, новая серия, 2002, т. X, с. 12—36.

Митта В.В., Барсков И.С., Грюндель Й., Захаров В.А., Сельцер В.Б., Иванов А.В., Ростовцева Ю.А., Тарасова Л.О. Верхний байос и нижний бат в окрестностях Саратова // *Vernadsky Museum Novitates*. Новости из Геологического музея им. В.И. Вернадского. М., ГГМ им. В.И. Вернадского РАН, 2004, 1—39 с.

Молостовский Э.А. Новые данные по магнитостратиграфии байос-батских отложений Нижнего Поволжья // Материалы Первого Всероссийского совещания «Юрская система России: проблемы стратиграфии и палеогеографии» / Под ред. В.А. Захарова, М.А. Рогова, О.С. Дзюба. М., ГИН РАН, 2005, с. 161—163.

Молостовский Э.А., Храмов А.Н. Магнитостратиграфия и ее значение в геологии. Саратов, Изд-во Сарат. ун-та, 1997, 180 с.

Никитенко Б.Л., Шурыгин Б.Н., Князев В.Г., Меледина С.В., Дзюба О.С., Лебедева Н.К., Пещевницкая Е.Б., Глинских Л.А., Горячева А.А., Хафаева С.Н. Стратиграфия юры и мела Анабарского района (Арктическая Сибирь, побережье моря Лаптевых) и бореальный зональный стандарт // Геология и геофизика, 2013, т. 54 (8), с. 1047—1082.

Пименов М.В., Гужиков А.Ю., Сельцер В.Б., Иванов А.В. Палеомагнитная характеристика нижнебатских отложений разреза «Сокурский тракт» (Саратов) // Недра Поволжья и Прикаспия, 2006, вып. 47, с. 46—54.

Шурыгин Б.Н., Никитенко Б.Л., Меледина С.В., Дзюба О.С., Князев В.Г. Комплексные зональные шкалы юры Сибири и их значение для циркумарктических корреляций // Геология и геофизика, 2011, т. 52 (8), с. 1051—1074.

Шурыгин Б.Н., Дзюба О.С., Изох О.П., Косенко И.Н., Урман О.С. Вариации изотопов углерода в нижнем бате Сокурского разреза (Русская платформа) // Юрская система России: проблемы стратиграфии и палеогеографии. Шестое Всероссийское совещание, 15—20 сентября 2015 г. Научные материалы / Ред. В.А. Захаров. Махачкала, АЛЕФ, 2015, с. 317—319.

Anderson T.F., Arthur M.A. Stable isotopes of oxygen and carbon and their application to sedimentologic and paleoenvironmental problems / Eds. M.S. Arthur, T.F. Anderson, I.R. Kaplan, J. Veizer, L.S. Land // *Stable isotopes in sedimentary geology: SEPM Short Course 10*, 1983, p. 1—151.

Anderson T.F., Popp B.N., Williams A.C., Ho L.Z., Hudson J.D. The stable isotopic record of fossils from the Petersborough Member, Oxford Clay Formation (Jurassic), UK: palaeoenvironmental implications // *J. Geol. Soc. London*, 1994, v. 151, p. 125—138.

Bartolini A., Baumgartner P.O., Hunziker J. Middle and Late Jurassic carbon stable-isotope stratigraphy and radiolarite sedimentation of the Umbria-Marche Basin (Central Italy) // *Eclogae Geologicae Helvetiae*, 1996, v. 89, p. 811—844.

Benito M.I., Reolid M. Belemnite taphonomy (Upper Jurassic, Western Tethys) part II: Fossil-diagenetic analysis including combined petrographic and geochemical techniques // *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 2012, v. 358—360, p. 89—108.

Brand U., Veiser J. Chemical diagenesis of a multicomponent carbonate system — 1. Trace element // *J. Sedim. Petrol.*, 1980, v. 50, p. 1219—1236.

Callomon J.H. The Middle Jurassic of western and northern Europe: its subdivisions, geochronology and correlations // *Geol. Surv. Denmark Greenland Bull.*, 2003, v. 1, p. 61—73.

Craig H., Gordon L.I. Deuterium and oxygen 18 variations in the ocean and marine atmosphere / Ed. E. Tongiorgi // *Stable isotopes in oceanographic studies and paleotemperatures*. Pisa, Laboratorio di Geologia Nucleare, 1965, p. 9—130.

Dzyuba O.S., Izokh O.P., Shurygin B.N. Carbon isotope excursions in Boreal Jurassic—Cretaceous boundary sections and their correlation potential // *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 2013, v. 381—382, p. 33—46.

Epstein S., Buchsbaum R., Lowenstam H., Urey H.C. Revised carbonate-water isotopic temperature scale // *Geol. Soc. Am. Bull.*, 1953, v. 64, p. 1315—1326.

Evans M.E., Heller F. Environmental magnetism. Principles and applications of enviromagnetics. San Diego, Academic Press, 2003, 311 p.

Fernández-López S.R. Upper Bathonian ammonites of the Catalan Basin (Tivissa and Cap Salou, Spain) // *Hantkeniana*, 2001, v. 3, p. 25—39.

Fernández-López S.R., Pavia G., Erba E., Guiomar M., Henriques M.H., Lanza R., Mangold C., Morton N., Olivero D., Tiraboschi D. The Global Boundary Stratotype Section and Point (GSSP) for base of the Bathonian Stage (Middle Jurassic), Ravin du Bès Section, SE France // *Episodes*, 2009, v. 32 (4), p. 222—248.

Jenkyns H.C., Jones C.E., Gröcke D.R., Hesselbo S.P., Parkinson D.N. Chemostratigraphy of the Jurassic System: applications, limitations and implications for palaeoceanography // *J. Geol. Soc. London*, 2002, v. 159, p. 351—378.

Kodama K.P., Hinnov L.A. Rock magnetic cyclostratigraphy. NY, John Wiley & Sons Inc, 2015, 166 p.

Malchus N., Steuber T. Stable isotope records (O, C) of Jurassic aragonitic shells from England and NW Poland: palaeoecologic and environmental implications // *Geobios*, 2002, v. 35, p. 29—39.

Marshall J.D. Climatic and oceanographic isotopic signals from the carbonate rock record and their preservation // *Geol. Mag.*, 1992, v. 129, p. 143—160.

McFadden P.L., McElhinny M.W. Classification of the reversal test in palaeomagnetism // *Geophys. J. Int.*, 1990, v. 103, p. 725—729.

Mitta V., Kostyleva V., Dzyuba O., Glinskih L., Shurygin B., Seltzer V., Ivanov A., Urman O. Biostratigraphy and sedimentary settings of the upper Bajossian, lower Bathonian in the vicinity of Saratov (Central Russia) // *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, 2014, v. 271 (1), p. 95—121.

Mitta V., Glinskih L., Kostyleva V., Dzyuba O., Shurygin B., Nikitenko B. Biostratigraphy and sedimentary settings of the Bajocian—Bathonian beds of the Izhma River basin (European North of Russia) // *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, 2015, v. 277 (3), p. 307—335.

Morettini E., Santantonio M., Bartolini A., Cecca F., Baumgartner P.O., Hunziker J.C. Carbon isotope stratigraphy and carbonate production during the Early—Middle Jurassic: examples from the Umbria-Marche-Sabina Apennines (central Italy) // *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 2002, v. 184, p. 251—273.

Niebuhr B., Joachimski M.M. Stable isotope and trace element geochemistry of Upper Cretaceous carbonates and belemnite rostra (Middle Campanian, north Germany) // *Geobios*, 2002, v. 35, p. 51—64.

Nunn E.V., Price G.D., Hart M.B., Page K.N., Leng M.J. Isotopic signals from Callovian—Kimmeridgian (Middle—Upper Jurassic) belemnites and bulk organic carbon, Staffin Bay, Isle of Skye, Scotland // *J. Geol. Soc. London*, 2009, v. 166, p. 633—641.

Nunn E.V., Price G.D., Gröcke D.R., Baraboshkin E.Y., Leng M.J., Hart M.B. The Valanginian positive carbon isotope event in Arctic Russia: evidence from terrestrial and marine isotope records and implications for global carbon cycling // *Cretaceous Res.*, 2010, v. 31, p. 577—592.

O'Dogherty L., Sandoval J., Bartolini A., Bruchez S., Bill M., Guex J. Carbon-isotope stratigraphy and ammonite faunal turnover for the Middle Jurassic in the Southern Iberian palaeomargin // *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 2006, v. 239, p. 311—333.

Ogg J.G., Hinnov L.A., Huang C. Jurassic / Eds. F.M. Gradstein, J.G. Ogg, M. Schmitz, G. Ogg // *The Geologic Time Scale 2012*. Elsevier, 2012, p. 731—791.

Patterson W.P. Oldest isotopically characterized fish otoliths provide insight to Jurassic continental climate of Europe // *Geology*, 1999, v. 27 (3), p. 199—202.

Podlaha O.G., Mutterlose J., Veizer J. Preservation of $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$ in belemnite rostra from the Jurassic/Early Cretaceous successions // *Am. J. Sci.*, 1998, v. 298, p. 324—347.

Price G.D., Sellwood B.W. 'Warm' palaeotemperatures from high Late Jurassic palaeolatitudes (Falkland Plateau): Ecological, environmental or diagenetic controls? // *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 1997, v. 129, p. 315—327.

Price G.D., Ruffell A.H., Jones C.E., Kalin R.M., Mutterlose J. Isotopic evidence for temperature variation during the early Cretaceous (late Ryazanian—mid Hauterivian) // *J. Geol. Soc. London*, 2000, v. 157, p. 335—343.

Rees P. McA., Ziegler A.M., Valdes P.J. Jurassic phytogeography and climates: new data and model comparisons / Eds. B.T. Huber, K.G. Macleod, S.L. Wing // *Warm climates in Earth history*. Cambridge, Cambridge University Press, 2000, p. 297—318.

Rosales I., Quesada S., Robles S. Primary and diagenetic isotopic signals in fossils and hemipelagic carbonates: the Lower Jurassic of northern Spain // *Sedimentology*, 2001, v. 48, p. 1149—1169.

Rosales I., Quesada S., Robles S. Paleotemperature variations of Early Jurassic seawater recorded in geochemical trends of belemnites from the Basque-Cantabrian basin, northern Spain // *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 2004, v. 203, p. 253—275.

Sælen G., Doyle P., Talbot M.R. Stable-isotope analyses of belemnite rostra from the Whitby Mudstone Fm, England: surface water conditions during deposition of a marine black shale // *Palaaios*, 1996, v. 11, p. 97—117.

Shackleton N.J., Kennett J.P. Paleotemperature history of the Cenozoic and the initiation of Antarctic glaciation: Oxygen and carbon isotope analyses in DSDP sites 277, 279 and 281 // *DSDP Initial Reports*. Washington, US Government Printing Office, 1975, v. 29, p. 743—755.

Steiner M.B., Ogg J.G., J. Sandoval J. Jurassic magnetostratigraphy, 3. Bajocian—Bathonian of Carcabuey, Sierra Harana and Campillo de Arenas, (Subbetic Cordillera, southern Spain) // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1987, v. 82, p. 357—372.

Tarling D. H., Hrouda F. The magnetic anisotropy of rock. London, Chapman and Hall, 1993, 217 p.

Van der Voo R. Palaeomagnetism of the Atlantic, Tethys and Iapetus oceans. Cambridge, Cambridge University Press, 1993, 412 p.

Veizer J. Chemical diagenesis of carbonates: Theory and application of trace elements technique / Eds. M.S. Arthur, T.F. Anderson, I.R. Kaplan, J. Veizer, L.S. Land // *Stable isotopes in sedimentary geology: SEPM Short Course 10*, 1983, p. 3—100.

Wierzbowski H. Carbon and oxygen isotope composition of Oxfordian—Early Kimmeridgian belemnite rostra: palaeoenvironmental implications for Late Jurassic seas // *Palaeogeogr. Palaeoecol. Palaeoclimatol.*, 2004, v. 203, p. 153—168.

Wierzbowski H. Life span and growth rate of Middle Jurassic mesohibolitid belemnites deduced from rostrum microincrements // *Volumina Jurassica*, 2013, v. XI, p. 1—18.

Wierzbowski H., Joachimski M. Reconstruction of late Bajocian—Bathonian marine palaeoenvironments using carbon and oxygen isotope ratios of calcareous fossils from the Polish Jura Chain (central Poland) // *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 2007, v. 254, p. 523—540.

Wierzbowski H., Joachimski M.M. Stable isotopes, elemental distribution, and growth rings of belemnite rostra: proxies for belemnite life habitat // *Palaaios*, 2009, v. 24, p. 377—386.

Zakharov V.A., Rogov M.A., Dzyuba O.S., Žák K., Košťák M., Pruner P., Skupien P., Chadima M., Mazuch M., Nikitenko B.L. Palaeoenvironments and palaeoceanography changes across the Jurassic/Cretaceous boundary in the Arctic realm: case study of the Nordvik section (north Siberia, Russia) // *Polar Res.*, 2014, v. 33, 19714, <http://dx.doi.org/10.3402/polar.v33.19714>

Zakharov Y.D., Sha J., Popov A.M., Safronov P.P., Shorochova S.A., Volynets E.B., Biakov A.S., Burago V.I., Zimina V.G., Konovalova I.V. Permian to earliest Cretaceous climatic oscillations in the eastern Asian continental margin (Sikhote-Alin area), as indicated by fossils and isotope data // *GFF*, 2009, v. 131, p. 25—47.

Zakharov Y.D., Shigeta Y., Nagendra R., Safronov P.P., Smyshlyaeva O.P., Popov A.M., Velivetskaya T.A., Afanasyeva T.B. Cretaceous climate oscillations in the southern palaeolatitudes: New stable isotope evidence from India and Madagascar // *Cretaceous Res.*, 2011, v. 32, p. 623—645.

*Рекомендована к печати 29 января 2016 г.
Н.В. Сенниковым*

*Поступила в редакцию
24 декабря 2015 г.*